

Zur Stabilität metamorpher monokliner Hornblenden

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde
der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Philipps-Universität Marburg

vorgelegt von

Kay Schürmann

aus Oschatz/Sachsen

Marburg 1966

Zur Stabilität metamorpher monokliner Hornblenden

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde
der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Philipps-Universität Marburg

vorgelegt von

Kay Schürmann

aus Oschatz/Sachsen

Marburg 1966



Von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Philipps-Universität Marburg/Lahn als

Dissertation angenommen am ..14.6..1966....

Tag der mündlichen Prüfung am ..2.7..1966...

Berichterstatter: Prof. Dr. E. Hellner

Mitberichterstatter: Prof. Dr. Wo. Schmidt

Inhaltsverzeichnis

=====

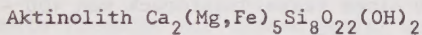
Einleitung	1
Versuchsanordnung	6
Beschreibung der synthetisch erhaltenen Phasen	15
Zur Stabilität des Aktinoliths	20
Zur Stabilität der aktinolithischen Hornblende	28
Die Bestimmung der unteren Stabilitäts- grenze der Diopsid-Hedenbergit-Reihe	36
Zur Stabilität des Cummingtonits	38
Diskussion der experimentellen Ergebnisse	48
Zum Chemismus der Cummingtonite	58
Zusammenfassung	61
Literatur	64
Anhang (Versuchstabellen)	70



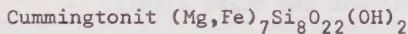
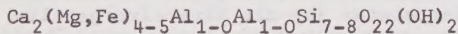
Digitized by the Internet Archive
in 2026

Einleitung
=====

Die monoklinen Hornblenden gehören zu den charakteristischen Mineralen vor allem basischer regionalmetamorpher Gesteine. Sie sind über einen großen p,T-Bereich von der Grünschieferfazies bis in die untere Granulitfazies stabil und werden zur Klassifizierung der einzelnen Fazies und Subfazies herangezogen. Die wichtigsten Vertreter dieser Gruppe sind:



Aktinolithische Hornblende



Da die Kenntnis der Stabilitätsgebiete dieser Hornblenden für petrographische Aussagen sehr wesentlich ist, finden sich in der Literatur schon früh erste Arbeiten über Syntheseveruche. Aber erst in den letzten Jahren sind mehrere experimentelle Arbeiten zur Festlegung von Stabilitätsgrenzen veröffentlicht worden.

Da der reine Mg-Aktinolith (Tremolit) eine relativ einfache chemische Zusammensetzung hat und auch in der Natur verhältnismäßig oft vorkommt, sind Versuche zur synthetischen Darstellung schon ziemlich alt. EHRENBURG (1932) versuchte vergeblich aus gepreßten Pastillen bestehend

aus CaF_2 , CaCO_3 , MgO und SiO_2 durch Reaktionen im festen Zustand Fluor-Tremolit $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$ herzustellen.

SCHEUMANN und LÜDKE (1933) gelang die Fluor-Tremolitsynthese bei 2,3 atm. Druck und Temperaturen bis 900°C . BOWEN und SCHAIRER (1935) sowie besonders COMEFORO und KOHN (1954) konnten durch rasche Abkühlung einer Schmelze größere Mengen Fluor-Tremolit gewinnen.

BOYD (1954, 1959) bestimmte die obere Stabilitätsgrenze des Tremolits bei einem Wasserdampfdruck von 400 - 2000 Bar. Sie liegt bei 835°C für $p_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ Bar}$. Oberhalb dieser Temperatur ist die Mineralvergesellschaftung Enstatit, Diopsid und Quarz stabil.

MICHEL-LÉVY (1957) stellte Tremolit zwischen 400°C und 450°C bei 270 Bar Wasserdampfdruck synthetisch her. Als Ausgangsmaterial diente Dolomit und SiO_2 in Gegenwart von Na_2CO_3 .

METZ und WINKLER (1964) bestimmten die obere Stabilitätsgrenze der Mineralparagenese Tremolit + Calcit + Quarz bei CO_2 -Partialdrucken bis zu 1000 Bar. Als Reaktionsprodukte bei höheren Temperaturen erhalten sie Diopsid + CO_2 + H_2O .

Allerdings sind alle obengenannten Untersuchungen nur an dem reinen Mg-Endglied Tremolit durchgeführt worden. Erst aus neuester Zeit liegt eine bisher unveröffentlichte Arbeit von ERNST (1965) über die Stabilität des Fe-Endgliedes Ferroaktinolith vor. Petrographisch signifikant sind allerdings erst Arbeiten und Aussagen, die sich mindestens auf den gesamten Mg-Fe - Mischkristall-Bereich der Minerale beziehen und die möglichst auch die Mg-Fe - Verteilung in den koexistierenden Mineralen aufzeigen.

Erste Versuche auf diesem Gebiet wurden von SCHÜRMANN (Diplomarbeit 1963, Kiel) unternommen. Darauf aufbauende Untersuchungen über die Stabilität der Tremolit-Ferroaktinolith-Reihe von HELLNER und SCHÜRMANN (1966) bildeten den Ausgangspunkt für weitere Untersuchungen über die Stabilität metamorpher monokliner Hornblenden, nämlich

1. der aktinolithischen Hornblende, über die experimentelle Arbeiten bisher überhaupt nicht bekannt sind, und
2. des Cumingtonits, der von BOYD (1954) ohne nähere Datenangaben bei orientierenden experimentellen Untersuchungen über Amphibole gelegentlich synthetisch hergestellt werden konnte. Das Fe-Endglied Grünerit trat bei Untersuchungen von

FLASCHEN und OSBORN (1957) nur als metastabile Phase auf. Auch SMITH (1957) erhielt bei Versuchen im System $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ bei verschiedenen Sauerstoffpartialdrucken niemals Grunerit, sondern stets nur Fayalit, Quarz und Fe-Oxyde.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, die Stabilitätsgebiete der Mg-Fe - Mischkristall-Reihen des Aktinoliths, der aktinolithischen Hornblende und des Cummingtonits experimentell festzulegen. Nach Möglichkeit sind die Relationen zu koexistierenden Mineralen in bezug auf die Mg-Fe - Verteilung zu bestimmen. Eine weitere Aufgabe ist die Festlegung der unteren Stabilitätsgrenze der Diopsid-Hedenbergit-Reihe. Außerdem sollen die gefundenen Ergebnisse mit natürlichen Paragenesen verglichen werden und vorsichtige Aussagen über Gleichgewichtstemperaturen dieser Paragenesen gemacht werden.

Die metamorphen Gesteine werden nach BARTH, CORRENS und ESKOLA (1939) und TURNER und VERHOOGEN (1960) in verschiedene Fazies eingeteilt. Aktinolith ist für die obere Grünschieferfazies, aktinolithische Hornblende für die Epidot-Amphibolit-Fazies charakteristisch. Das Auftreten von Diopsid und Cummingtonit ist für den Beginn der Amphibolitfazies entscheidend. Mit den expe-

rimentell ermittelten Daten für diese Minerale soll die bisherige Einteilung der Fazies und ihre Temperaturabgrenzungen überprüft werden.

Versuchsanordnung =====

Als Ausgangssubstanzen für hydrothermale Untersuchungen verwendet man gewöhnlich ein Gemisch von Oxyden oder eine pulverisierte Glasschmelze entsprechender Zusammensetzung. Diese Ausgangsstoffe sind im allgemeinen reaktionsfreudiger als die stabilen Mineralphasen.

Für die einzelnen Mischkristallreihen wurden folgende Ausgangssubstanzen verwendet:

CaCO_3 , p.a., Merck 2057

$\text{MgC}_2\text{O}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$, hergestellt aus Mg(OH)_2 und $(\text{COOH})_2$

$\text{FeC}_2\text{O}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$, Merck 3888 bzw. hergestellt aus

Mohr'schem Salz und $(\text{COOH})_2$

Al(OH)_3 , reinst, Merck 1093

SiO_2 , wasserfrei, Riedel-de Haen 13719

$\text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4$, p.a., Merck 6557

Die verwendeten Ausgangsstoffe wurden an Hand eines Röntgendiagrammes, mit einem Pulver-Zählrohrdiffraktometer aufgenommen, und chemisch-analytisch auf ihre Reinheit geprüft. Dabei wich nur das Al(OH)_3 von der theoretischen Zusammensetzung etwas ab, so daß die Einwaagen entsprechend korrigiert werden mußten.

Für jede Mg-Fe - Mischkristall-Reihe der untersuchten Minerale wurden die Ausgangsmischungen für die Endglieder und 9 Zwischenglieder so hergestellt, daß sich eine

kontinuierliche Mischungsreihe $\text{Mg}_{100}\text{Fe}_0$, $\text{Mg}_{90}\text{Fe}_{10}$, ..., ..., $\text{Mg}_{10}\text{Fe}_{90}$, $\text{Mg}_0\text{Fe}_{100}$ ergibt. Um eine möglichst innige Vermischung der Ausgangssubstanzen zu erzielen, wurden diese zunächst unter Azeton vermengt, dann getrocknet und mittels einer Schwingmühle weiter vermischt. So wurde ein sehr feines, reaktionsfähiges Pulver von gutem Verteilungsgrad erhalten.

Ungefähr 25 mg Ausgangsmischung und 50 mg H_2O wurden jeweils in einseitig zugeschweißte Silber- bzw. Goldröhrchen von 3 mm Durchmesser, 0,1 mm Wandstärke und ungefähr 0,4 ml Volumen eingebracht. Das andere Ende der gefüllten Röhrchen wurde anschließend mit einem Knallgasgebläse unter Kühlung des übrigen Röhrchenteiles zugeschweißt. Zum Schluß erfolgte die Prüfung des Röhrchens auf seine Dichtigkeit.

Als Reaktionsgefäße wurden zwei Arten von Druckbomben verwendet:

1. Geschlossene Druckbomben (nach dem Morey-Prinzip) aus PMWC+Ti - Werkstoff oder Stellite mit 6, 8, oder 12 mm Durchmesser der Innenbohrung und einem Volumen zwischen 8 ml und 20 ml. Die Wassermenge, die bei den verschiedenen Temperaturen zur Druckerzeugung notwendig war, wurde nach KENNEDY (1950) und HOLSER und KENNEDY (1959) berechnet. Dabei wurde das Volumen der

Probenröhrchen, des Substanzinhaltes und des im Röhrchen eingewogenen Wassers abgezogen. An beiden Bombenenden waren Bohrungen angebracht, um die Thermoelemente zur Temperaturmessung aufzunehmen.

2. Offene Druckbomben, bei denen der Wasserdruck über eine Öldruckpresse und einen Druckübersetzer unter Zwischenschaltung eines Manometers auf das Bombeninnere übertragen wurde. Da bei dieser Methode der während der Versuche herrschende Wasserdruck direkt am Manometer abgelesen werden konnte, diente sie auch bei Vergleichsversuchen zur Druckkontrolle für die Versuche in geschlossenen Druckbomben.

Unter Berücksichtigung des möglichen Fehlers beim Einfüllen des Wassers in die geschlossenen Druckbomben, der geringen Volumenzunahme durch druckbedingtes Zurückweichen des Bombenstempels und der Ausdehnung der Bombe kann man als maximalen Fehler der Druckangabe ± 100 Bar ansetzen. Bei Benutzung der offenen Druckbomben läßt sich der Druck genauer angeben; die Fehlergrenze liegt in diesem Fall bei ± 50 Bar.

Nach beendetem Versuch wurden die Druckbomben mit

Pressluft abgekühlt und bei ca. 120° C in Wasser abgeschreckt. Dadurch dauerte die gesamte Abkühlungsphase und damit das "Einfrieren" des Reaktionsgleichgewichts nicht länger als 5 Minuten. Die geschlossenen Druckbomben wurden anschließend auf Dichtigkeit geprüft, indem die Menge des noch vorhandenen Wassers mit der eingefüllten Menge verglichen wurde.

Die geschlossenen Druckbomben wurden in kleinen elektrischen Heizöfen für eine Bombe mit zwei, die offenen Druckbomben in entsprechenden Heizöfen mit einer Heizwicklung erhitzt. Um ein Temperaturgefälle im Ofenraum weitgehend auszuschalten, wurden beide Ofenenden mit Schamotte-Steinen und Quarzwolle abgedichtet. Die Ofentemperatur wurde jeweils an den Wicklungen mit Pt-PtRh-Thermoelementen gemessen und über Fotowiderstands-Kleinregler (z.T. mit thermischer Rückführung) geregelt. Zur Kontrolle der Bombentemperatur wurde bei den geschlossenen Druckbomben an beide Bombenenden, bei den offenen Druckbomben an ein Bombenende ebenfalls Pt-PtRh-Thermoelemente gelegt. Diese wurden an einen Kontrollschreiber geführt, so daß die Temperaturkonstanz über den gesamten Versuchszeitraum beobachtet werden konnte.

Außerdem wurden Trockenschränke und Kammeröfen mit größerem Nutzraum und großer Temperaturkonstanz im Innenraum zum Erhitzen geschlossener Druckbomben verwendet.

Um die Temperatur möglichst genau festzulegen, wurden die Thermoelemente mittels verschiedener konstant siedender bzw. schmelzender Stoffe geeicht. Hierzu wurden folgende Verbindungen verwendet:

Wasser (Aqua dest.) H_2O	Sdp. $100^{\circ} C$
Kaliumnitrat KNO_3	Smp. $339^{\circ} C$
Kaliumdichromat $K_2Cr_2O_7$	Smp. $398^{\circ} C$
Natriumjodid NaJ	Smp. $662^{\circ} C$

Die maximale Temperaturabweichung beträgt bei den Trockenschränken $\pm 5^{\circ} C$ und bei Verwendung elektrischer Heizöfen $\pm 10^{\circ} C$. Die maximale Temperaturabweichung der angegebenen Versuchstemperaturen beträgt $\pm 10^{\circ} C$.

Nach Beendigung der jeweiligen Versuche wurden die Probenröhrchen aufgeschnitten, der Inhalt unter einem Binokular betrachtet und anschließend mikroskopisch untersucht. Eine kristalloptische Untersuchung einzelner Syntheseprodukte wurde immer dann abgeschlossen, wenn die Größe der Kristalle es erlaubte.

Alle so gewonnenen Phasen wurden mit Hilfe von Rönt-

genpulverdiagrammen ($\text{CuK}\alpha$, 40 KV, 20 mA) identifiziert. Meist wurden sie mittels eines PHILIPS-Pulverdiffraktometers aufgenommen; nur zur Identifizierung der Cumingtonite waren Pulveraufnahmen mit einer Guinier-Kamera in asymmetrischer Durchstrahlung notwendig. Die Guinier-Kamera hat gegenüber anderen Röntgenkameras den Vorteil, daß sie durch Verwendung fokussierter, streng monochromatischer Strahlung eine größere Auflösung und damit schärfere Reflexe auf den Röntgenfilmen liefert. Zur Auswertung der Aufnahmen wurden entweder Standarddiagramme natürlicher Minerale oder die Karten des X-RAY POWDER DATA FILE (X.P.D.F.) der American Society for Testing and Materials (ASTM) verwendet.

Die Zusammensetzung der Aktinolithe konnte aus einem Diagramm abgeschätzt werden, das nach genauer Vermessung (Quarz-Eichung) gut kristallisierter, meist Fe-reicher Aktinolithe, die bei 550°C synthetisch erhalten wurden, aufgestellt wurde. Abb. 1 (Seite 12) und Tabelle 1 zeigen die Ergebnisse dieser Vermessungen.

Tabelle 1:

d-Werte für einige Reflexe synthetischer Aktinolithe (550°C) in Å.

hkl	$\text{Mg}_{100}\text{Fe}_0$	$\text{Mg}_{50}\text{Fe}_{50}$	$\text{Mg}_{40}\text{Fe}_{60}$	$\text{Mg}_{20}\text{Fe}_{80}$	$\text{Mg}_0\text{Fe}_{100}$
110	8,42	8,48	8,52	8,53	8,55
310	3,12	3,13	3,13	3,14	3,15
251	2,69	2,71	2,72	2,72	2,73

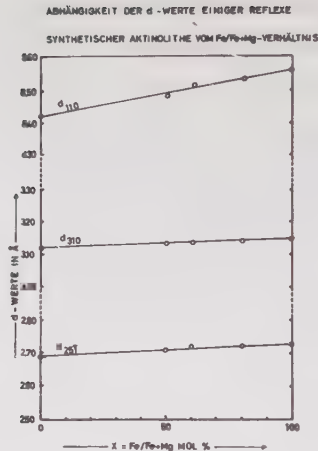


Abb. 1: Abhängigkeit der d-Werte einiger Reflexe synthetischer Aktinolithe vom Fe/Fe+Mg - Verhältnis

Da der Aktinolith jedoch bei tiefen Temperaturen schlechter kristallisierte, konnten die unterhalb 450° C synthetisch erhaltenen Aktinolithe nicht mit hinreichender Genauigkeit in bezug auf das Mg-Fe - Verhältnis bestimmt werden.

Der Fe-Gehalt der Olivine wurde nach der Methode von YODER und SAHAMA (1957) bestimmt, der Fe-Gehalt des teilweise koexistierenden Talks (im Stabilitätsdiagramm des Cummingtonits) graphisch extrapoliert.

Die Hydrothermalversuche zur Ermittlung der Stabilitätsfelder der einzelnen Mg-Fe - Mischkristall-Reihen wurden in der Regel bei 1000 Bar Wasserdampfdruck und 50 Bar CO_2 -Partialdruck unter reduzierenden Bedingungen durchgeführt. Die Versuche dauerten 7 Tage bis 3 Monate. Die langen Versuchszeiten waren erforderlich, damit gelegentlich auftretende metastabile Phasen verschwinden.

Es wurde angenommen, daß praktisch alles CO , das bei der Dissoziation der verwendeten Oxalate der Ausgangsmischungen entsteht $\left[(\text{COOH})_2 \rightleftharpoons \text{CO}_2 + \text{CO} + \text{H}_2\text{O} \right]$, in CO_2 übergeht, da K_p in der Gleichung

$$K_p = \frac{p_{\text{CO}_2} + p_{\text{H}_2}}{p_{\text{CO}} + p_{\text{H}_2\text{O}}} \quad \text{für } 300^\circ \text{ C } 1,15 \cdot 10^4 \text{ und für } 600^\circ \text{ C}$$

$3,72 \cdot 10^2$ beträgt. Der so entstehende Wasserstoffpartialdruck ist ausreichend, um eine reduzierende Atmosphäre zu erzeugen.

EUGSTER (1959) gibt T - p_{O_2} -Kurven für verschiedene Puffer an. Durch das Vorhandensein von Oxalat in den Ausgangsmischungen liegen die Werte für alle durchgeführten Versuche unterhalb der Gleichgewichtslinie Magnetit + Quarz $\rightleftharpoons$ Fayalit + O_2 in seinem Diagramm. Diese Werte wurden durch regelmäßige Kontrollversuche mit Fe-Magnetit - Puffern kontrolliert.

Nach Aufstellung eines vorläufigen T-x - Phasendiagrammes wurden die Reaktionsgrenzen zwischen den einzelnen stabilen Paragenesen durch langdauernde Reversibelversuche (1-3 Monate) endgültig festgelegt. Hierbei wurde, um den nötigen CO_2 -Partialdruck zu erzeugen, eine berechnete Menge Oxalsäure $(\text{COO})_2\text{H}_2$ den synthetischen Phasen zugefügt.

Beschreibung der synthetisch erhaltenen Phasen
=====

1. Aktinolith $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Die synthetisch erhaltenen Aktinolithe waren als lange Prismen oder Nadeln und z.T. bei niedrigen Temperaturen faserartig ausgebildet. Die Kristallgröße betrug zwischen $10\ \mu$ und $100\ \mu$ in der Länge und $1\ \mu$ bis $5\ \mu$ in der Dicke. Kristalloptische Messungen waren an den dünnen, langen Nadeln nur schlecht durchführbar. Die gemessenen Werte für den allgemeinen Brechungsindex n einiger synthetischer Aktinolithe stimmten mit den in der Literatur tabellierten Werten natürlicher Aktinolithe überein.

Bei höheren Temperaturen (550°) zeigte das Röntgenpulverdiagramm der Aktinolithe scharfe und gut zu messende Reflexe. Die ermittelte Abhängigkeit des d -Wertes einiger Reflexe vom Fe-Gehalt wurde in Tabelle 1 (Seite 11) und Abb. 1 (Seite 12) gegeben.

2. Aktinolithische Hornblende



Den einzigen Unterschied zum Al-freien Aktinolith bildete die bessere Kristallisation der aktinolithischen Hornblende und die Tatsache, daß auch bei niedrigeren Temperaturen scharfe Reflexe im Röntgenpulverdiagramm erhalten wurden. Der Ersatz von (Mg,Fe)

und Si durch Al ergab keine wesentliche Verschiebung der Interferenzen im Röntgendiagramm. Allerdings trat der $9,0 \text{ \AA}$ - Reflex, der bei Al-freien Aktinolithen stets vorhanden war, bei der aktinolithischen Hornblende nur andeutungsweise oder sogar meistens gar nicht auf. Bei Ersatz von Mg durch Fe war ein Anwachsen der d-Werte wie bei den Al-freien Aktinolithen festzustellen.

3. Cummingtonit $(\text{Mg,Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Der synthetische Cummingtonit (stäbchenförmig, Kristallgrößen zwischen $20 \mu - 60 \mu$ Länge und $1 \mu - 2 \mu$ Dicke) war im Pulverdiffraktometer-Diagramm nur schlecht vom rhombischen Anthophyllit zu unterscheiden, da die charakteristischen Reflexe sehr schwach waren. Deshalb mußte der Cummingtonit mit Hilfe asymmetrischer Guinier-Aufnahmen identifiziert werden. Die Reflexe auf den Guinier-Aufnahmen waren zwar relativ schwach, aber scharf und stimmten mit den d-Werten der Standarddiagramme natürlicher Cummingtonite und der X.P.D.F.-Kartei der ASTM sehr gut überein. Eine Verschiebung der d-Werte bei wachsendem Mg-Ersatz durch Fe konnte festgestellt werden. Die gemessenen d-Werte für (061) stimmten mit dem von VISWANATHAN und GHOSE (1965) nach Analysen natürlicher Proben aufgestellten Diagramm (Röntgenographische Bestimmungskurve für Mg-Fe - Cummingtonite) recht gut überein.

Die allgemeine Brechzahl für das Fe-Endglied Grüne-
rit lag bei $n = 1,70_5$.

4. Talk $(\text{Mg,Fe})_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

Der bei Hydrothermalversuchen erhaltene Talk unter-
schied sich von natürlichem Talk hauptsächlich dadurch,
daß er in langfaserigen Aggregaten auftrat. Bei Tem-
peraturen unterhalb von 400°C war unter dem Mikros-
kop nur eine verschwommene Masse zu erkennen. Kri-
stallographische Bestimmungen waren unmöglich, die Re-
flexe der Röntgenpulverdiagramme waren bei tiefen
Temperaturen, nämlich in dem Bereich, wo der Talk im
System noch viel Fe aufnimmt, sehr breit und nur
schlecht zu vermessen.

5. Vermiculit-Phasen

Die bei der Festlegung des Stabilitätsfeldes der
aktinolithischen Hornblende synthetisch erhaltenen
Tieftemperaturphasen waren unter dem Mikroskop nur
als verschwommene Masse zu erkennen. Die Röntgenda-
ten sind denen der Saponite (Zebedassite) und Vermi-
culite ähnlich. Die d-Werte der Hauptreflexe sind
 $15,2 \text{ \AA}$, $7,58 \text{ \AA}$ und $3,78 \text{ \AA}$. Wegen ihrer Ähnlichkei-
ten mit den Vermiculiten im Röntgendiagramm und im
extrapolierten Chemismus wurden diese Phasen als
Vermiculit-Phasen bezeichnet.

6. Diopsid $\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$

Die in kurzen Prismen ausgebildeten Kristalle der Diopsid-Hedenbergit-Reihe waren mikroskopisch gut von anderen Phasen zu unterscheiden. Der Einfluß des Ersatzes von Mg durch Fe auf die d-Werte war besonders bei den beiden Reflexen $(22\bar{1})$ und (310) sehr gut zu beobachten. Während bei der Zusammensetzung $\text{Mg}_{100}\text{Fe}_0$ die d-Werte für $(22\bar{1})$ 2,99 Å und für (310) 2,95 Å betrugen, wuchs der d-Wert für (310) mit zunehmendem Fe-Gehalt stark an, so daß bei einer Zusammensetzung von $\text{Mg}_0\text{Fe}_{100}$ die beiden Reflexe praktisch zusammenfielen.

7. Orthopyroxene $(\text{Mg},\text{Fe})\text{SiO}_3$

Die synthetischen Orthopyroxene traten stets nur im Mg-reichen Gebiet als kurze Prismen auf. Sie wurden röntgenographisch eindeutig als Enstatite bestimmt. Eine Abhängigkeit der d-Werte vom Fe-Gehalt konnte nicht festgestellt werden.

8. Olivin $(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{SiO}_4$

Bei niedrigen Temperaturen bildeten sich die Olivine um so besser und leichter, je Fe-reicher sie waren. Die Bestimmung des Fe-Gehaltes der Olivine wurde nach der Methode von YODER und SAHAMA (1957) am $(130) -$ Reflex durchgeführt. Allerdings konnte trotz Quarzeichung nur eine Genauigkeit von $\pm 10 \%$ erzielt werden.

9. Calcit CaCO_3

Die Röntgenreflexe des hydrothermal hergestellten Calcits entsprachen stets denen des reinen natürlichen Calcits ohne Anzeichen für einen eventuellen Mg- oder Fe-Einbau in das Gitter. Diese Tatsache erwies sich besonders für die Bestimmung der Mg-Fe - Verteilung in den koexistierenden Tieftemperaturphasen als sehr wertvoll.

10. Quarz SiO_2

Als SiO_2 -Phase wurde im Gegensatz zu früheren Versuchen nahezu immer Tiefquarz erhalten. Das Auftreten von Tiefcristobalit als metastabile Phase an Stelle von Quarz wurde nur selten beobachtet.

Zur Stabilität des Aktinoliths
=====

Obwohl eine erste Untersuchung über das Stabilitätsfeld Al-freier Aktinoliths (Tremolit-Ferroaktinolith-Reihe) bei 1000 Bar Wasserdampfdruck und 50 Bar CO_2 -Partialdruck bereits vorlag (SCHÜRMANN Diplomarbeit 1963), mußten noch sehr viele offene Fragen geklärt werden. Es waren ungefähr 500 weitere Hydrothermalversuche erforderlich, um die Stabilitätsverhältnisse und die Mg-Fe - Verteilung in den koexistierenden Phasen endgültig zu klären. Diese Versuche wurden unter den gleichen Bedingungen wie zuvor ($p_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ Bar}$, $p_{\text{CO}_2} = 50 \text{ Bar}$) durchgeführt.

Es wurde wiederum von der für die Grünschieferfazies charakteristischen Reaktionsgleichung (RAMBERG 1944)

$$(1) \quad 6 \text{ Calc.} + 5 \text{ Talk} + 4 \text{ Quarz} \rightleftharpoons 3 \text{ Trem.} + 2 \text{ H}_2\text{O} + 6 \text{ CO}_2$$

ausgegangen. Da bei dieser Reaktion Tremolit als einzige feste Phase im Reaktionsprodukt auftritt, ist diese Umwandlung bei schrittweisem Ersatz von Mg durch Fe zur Untersuchung des Aktinolith - Stabilitätsfeldes unter Berücksichtigung eines CO_2 -Partialdruckes geeignet.

Die Versuchspunkte wurden in ein T-x - Diagramm eingetragen (Abb. 2, Seite 21). Die auftretenden Phasen

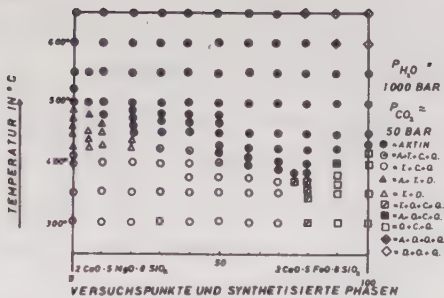
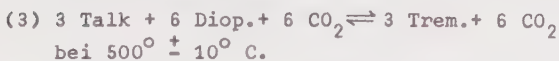
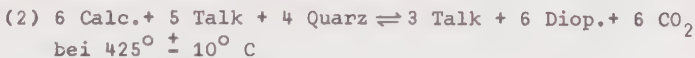


Abb. 2: Versuchspunkte und synthetisch erhaltene Phasen im quasibinären System Tremolit-Ferroaktinolith

sind durch unterschiedliche Symbole dargestellt. In Tabelle 2 (im Anhang) wurden die wichtigsten Daten der Hydrothermalversuche eingetragen. Aus den Ergebnissen wurde ein Subsolidus-Phasendiagramm der Tremolit-Ferroaktinolith-Reihe aufgezeichnet (Abb. 3, Seite 22).

Die Reaktion (1)

(1) $6 \text{ Calc.} + 5 \text{ Talk} + 4 \text{ Quarz} \rightleftharpoons 3 \text{ Trem.} + 2 \text{ H}_2\text{O} + 6 \text{ CO}_2$
läuft also, wie aus dem Diagramm ersichtlich, bei den reinen Mg-Endgliedern in zwei Stufen ab:



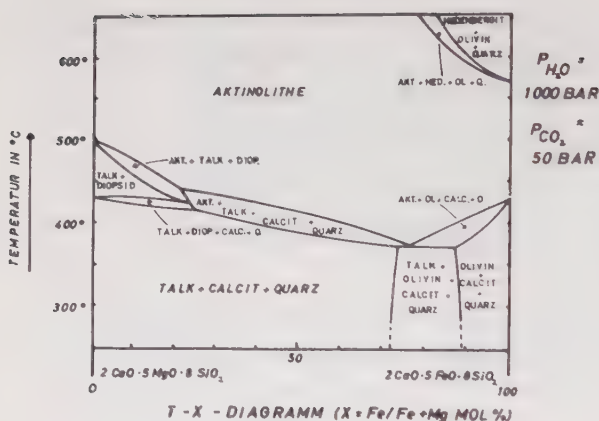


Abb. 3: T-x - Phasendiagramm für das quasibinäre System Tremolit-Ferroaktinolith

Erst bei einem Eisenanteil $> \text{Fe}_{20}$ konnte die Umwandlung als direkte Reaktion durchgeführt werden. Auf der Fe-reichen Seite des Diagramms entsprechen andere Reaktionen der unteren Stabilitätsgrenze des Aktinoliths:

ab Fe_{75}



ab Fe_{85}



Die letzte Reaktionsgleichung (5) erscheint unwahrscheinlich, da bei einer progressiven Metamorphose in der Regel wasserhaltige Minerale in wasserfreie Minerale übergehen. Experimentell ist das Ergebnis allerdings durchaus verständlich, da sich bei Vorhandensein von Fe und Si bei niedrigen O_2 -Partialdrücken stets schnell und leicht Fayalit (Fe_2SiO_4) bildet.

Die niedrigste Stabilitätstemperatur der Aktinolithen liegt bei der Zusammensetzung $Mg_{25}Fe_{75}$ bei $375^\circ C \pm 10^\circ C$. Die niedrigste Stabilitätstemperatur des reinen Ferroaktinoliths liegt bei $430^\circ C \pm 10^\circ C$. Er ist bis $575^\circ C \pm 10^\circ C$ stabil und geht dann gemäß

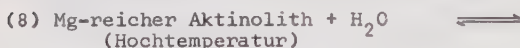
$$(6) \quad 2 \text{ Aktin.} \rightleftharpoons 4 \text{ Hedenb.} + 3 \text{ Oliv.} + 5 \text{ Quarz} + 2 \text{ H}_2\text{O}$$

in die Paragenese Hedenbergit + Olivin + Quarz + Wasser über. Das reine Mg-Endglied Tremolit zersetzt sich nach BOYD (1959) bei $835^\circ C$ und 1000 Bar Wasserdampfdruck nach

$$(7) \quad \text{Tremolit} \rightleftharpoons 2 \text{ Diopsid} + 3 \text{ Enstatit} + \text{Quarz} + \text{H}_2\text{O}$$

in Diopsid, Enstatit, Quarz und Wasser. Daher wäre auf der Fe-reichen Seite des Diagrammes eine Paragenese Hedenbergit + Ferrosilit + Quarz + H_2O zu erwarten. Da aber der Ferrosilit ($FeSiO_3$) zumindest unter den p,T-Bedingungen dieser Versuche nicht stabil ist, muß dafür der Fayalit auftreten.

Bei den Koexistenzfeldern (Mehrphasenfeldern) ist besonders das große Feld Aktinolith + Talk + Calcit + Quarz interessant. Da beim Talk der Ersatz von Mg durch Fe ungewöhnlich ist, wird der Fe-reiche Aktinolith nicht in derselben Weise reagieren wie der Tremolit. RAMBERG's (1944) Gleichgewichtsreaktion



gilt also für einen ziemlich großen Bereich, der, wie Analysenvergleiche zeigen, in der Natur recht häufig ist. Dies konnte experimentell bestätigt werden.

Zum besseren Verständnis der Beziehungen zwischen den koexistierenden Phasen im quasibinären Schnitt Mg-Aktinolith - Fe-Aktinolith wurde das System $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{H}_2\text{O} (\text{SiO}_2)$ für verschiedene charakteristische Temperaturen als 4-Stoff-Diagramm gezeichnet. Die Abbildungen 4, 5, 6 zeigen für die Temperaturen 350°C , 400°C und 450°C die Existenzgebiete der Minerale Olivin, Talk, Aktinolith, Diopsid, (Anthophyllit) und Calcit.

Untersuchungen wurden auf der Linie Mg-Aktinolith - Fe-Aktinolith und auf der Linie Diopsid - Hedenbergit durchgeführt. Anthophyllit $(\text{Mg,Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ existiert nicht unterhalb $510^\circ \text{C} \pm 10^\circ \text{C}$ (HELLNER,

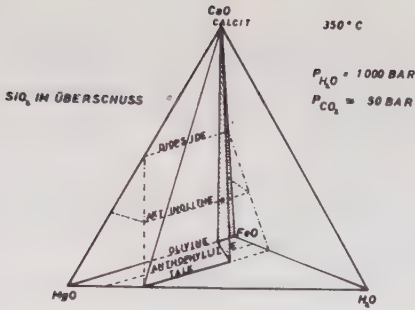


Abb. 4: $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{H}_2\text{O}$ - Diagramm mit SiO_2 -
Überschuß bei 350°C , $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ Bar}$ und $P_{\text{CO}_2} = 50 \text{ Bar}$

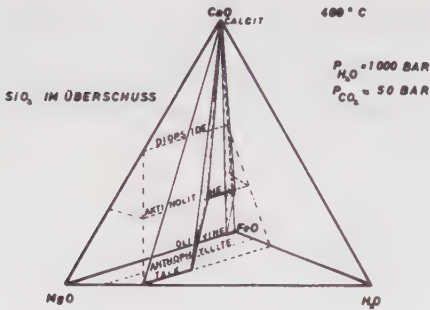


Abb. 5: $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{H}_2\text{O}$ - Diagramm mit SiO_2 -
Überschuß bei 400°C , $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ Bar}$ und $P_{\text{CO}_2} = 50 \text{ Bar}$

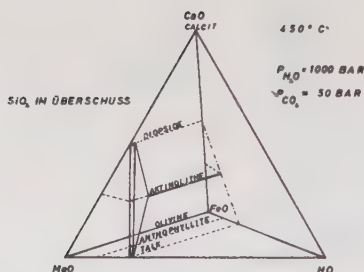


Abb. 6: CaO - MgO - FeO - H₂O - Diagramm mit SiO₂ - Überschuß bei 450° C, $P_{H_2O} = 1000$ Bar und $P_{CO_2} = 50$ Bar

HINRICHSSEN und SEIFERT 1965). Er kann deshalb in keinem der drei Diagramme auftreten. Alle Diagramme gelten für einen SiO₂-Überschuß und einen CO₂-Partialdruck von 50 $\pm$ 25 Bar.

Bei 350° C (Abb. 4, Seite 25) sind im Mg-reichen Gebiet Talk, Calcit und Quarz stabil, im Fe-reichen Gebiet Olivin, Calcit und Quarz. Dazwischen existiert ein Übergangsfeld mit Talk, Olivin, Calcit und Quarz. Diopsid ist bei diesen Bedingungen ($P_{H_2O} = 1000$ Bar, $P_{CO_2} = 50$ Bar) noch nicht stabil.

Im 4-Stoff-System bei 400° C (Abb. 5, Seite 25) trennt der nun bereits auftretende Aktinolith die beiden oben genannten Felder. Das Auftreten von Diopsid, der mit Aktinolith koexistieren würde, wäre möglich; spätere

Untersuchungen ergaben jedoch, daß unter den gewählten Bedingungen die Temperatur dafür noch zu niedrig ist.

Im Diagramm bei 450°C (Abb. 6, Seite 26) ist der Aktinolith bereits für den nahezu gesamten Zusammensetzungsbereich stabil. Nur an der Mg-reichen Seite tritt ein kleines Feld auf, wo noch Talk und jetzt Diopsid stabil sind.

Ein Teil der Aktinolith-Mischungsreihe (von Fe_0 bis Fe_{30}) wurde bei höherem CO_2 -Druck (250 Bar bei 1000 Bar Gesamtdruck) untersucht. Der CO_2 -Druck wurde dabei durch Zugabe einer berechneten Menge Oxalsäure erzielt. Es ergab sich eine Aufweitung des Talk-Diopsid-Feldes, wobei die Temperatur der unteren Reaktionsgrenze um 30°C und die der oberen Grenze um 60°C anstieg.

Zur Stabilität der aktinolithischen Hornblende
=====

Die Frage, ob es zwischen der Tremolit-Ferroaktinolith-Reihe und der Al-haltigen Hornblendereihe eine Mischungslücke gibt, ist von mehreren Autoren untersucht und diskutiert worden. BERMAN (1937) und SUNDIUS (1946) nehmen eine Mischungslücke zwischen den beiden Gruppen an, während KUNITZ (1930) und u.a. FOSLIE (1945) der Meinung sind, daß sämtliche chemischen Variationen zwischen den beiden Reihen möglich sind.

Zunächst wird es notwendig sein, eine willkürliche Grenze zwischen der Al-freien Tremolit-Ferroaktinolith-Reihe (Aktinolithe) und den Al-haltigen Hornblenden zu ziehen. Folgender Vorschlag von DEER, HOWIE und ZUSSMAN (1963) erscheint geeignet: Bis zu einem Ersatz von Si durch Al von 0,5 Atomen pro Formeleinheit wird die Hornblende noch als Aktinolith, bis zu einem Ersatz von Si durch Al von einem Atom pro Formeleinheit als aktinolithische Hornblende bezeichnet.

Zur Klärung der Relationen zwischen den Al-freien Aktinolithen und den Al-haltigen Hornblenden erschien es somit notwendig, den Einfluß eines (Mg,Fe)-und Si-Ersatzes durch Al im Gitter des Aktinoliths auf das Stabilitätsgebiet und die koexistierenden Phasen zu untersuchen.

Zur experimentellen Untersuchung wurden für die aktinolithische Hornblende zwei Mischungsreihen aufgestellt:

1. mit Ersatz von (Mg,Fe) und Si durch 1/2 Molekül Al_2O_3 ; das entspricht 7 Mol% oder 5,7 Gew.% Al_2O_3
Formel: $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_{4,5}\text{Al}_{0,5}\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{7,5}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
2. mit Ersatz von (Mg,Fe) und Si durch ein Molekül Al_2O_3 ; das entspricht 14 Mol% oder 11,4 Gew.% Al_2O_3 . Formel: $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al AlSi}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Die Lage der beiden untersuchten Mg-Fe - Mischkristallreihen der aktinolithischen Hornblende und die Lage der übrigen auftretenden Phasen im System $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (Überschuß von SiO_2 und H_2O) zeigt Abb. 7 (Seite 30).

Für die hydrothermalen Untersuchungen wurden die gleichen Bedingungen gewählt wie beim Aktinolith, d.h.

$p_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ Bar}$ und $p_{\text{CO}_2} = 50 \text{ Bar}$.

Ein Stabilitätsgebiet konnte jedoch nur für die aktinolithische Hornblende mit 7 Mol% Al_2O_3 festgelegt werden.

Die wichtigsten Versuchspunkte (siehe Tabelle 3 im Anhang) wurden in ein T-x - Diagramm eingetragen, wobei wiederum verschiedene Symbole die einzelnen synthetisch erhaltenen Phasen darstellen (Abb. 8, Seite 30).

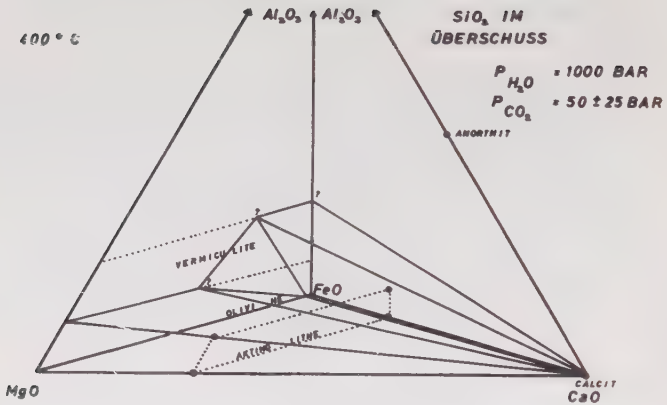


Abb. 7: $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ - Diagramm mit SiO_2 - Überschuß bei 400° C, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ Bar}$ und $P_{\text{CO}_2} = 50 \text{ Bar}$

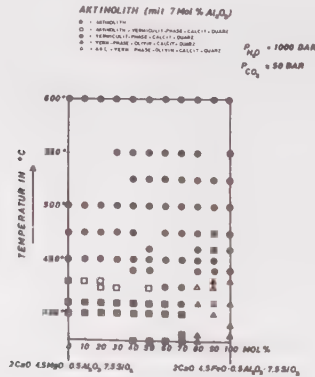


Abb. 8: Versuchspunkte und synthetisch erhaltene Phasen der quasibinären Mg-Fe - Mischkristallreihe von Aktinolith mit 7 Mol% Al_2O_3

Das aus diesen Ergebnissen aufgestellte Subsolidus-Phasendiagramm ist ein quasibinärer Schnitt durch das 7-Komponenten-System $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$. Das Diagramm zeigt die Stabilitätsverhältnisse über den gesamten Mg-Fe - Bereich der aktinolithischen Hornblende mit 7 Mol% Al_2O_3 (Abb. 9).

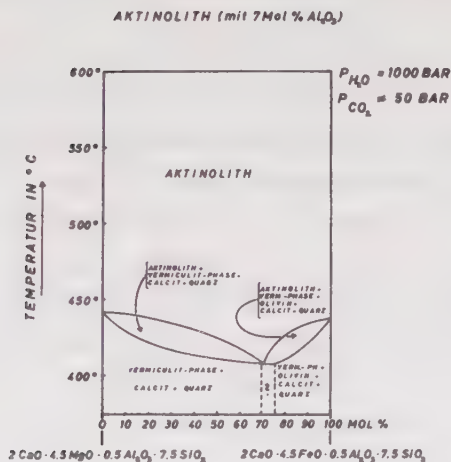


Abb. 9: T-x - Phasendiagramm der quasibinären Mg-Fe - Mischkristall-Reihe von Aktinolith mit 7 Mol% Al_2O_3

Das Mg-Endglied der aktinolithischen Hornblende ist ab $440^{\circ} \text{ C} \pm 10^{\circ} \text{ C}$, das Fe-Endglied ab $435^{\circ} \text{ C} \pm 10^{\circ} \text{ C}$ stabil. Oberhalb dieser Temperaturen existiert bis zur höchsten untersuchten Temperatur (600° C) die aktinolithische Hornblende in lückenloser Mischkristall-Reihe. Ein Stabilitätsminimum wird bei 410° C bei einer Zusammensetzung $\text{Mg}_{30}\text{Fe}_{70}$ erreicht. Gegenüber den Al-freien Aktinoliten ergibt sich bei annähernd gleicher Zusammensetzung ein Temperaturanstieg der tiefsten Bildungstemperatur von 35° C .

Unklarheiten treten bei den koexistierenden Phasen auf. Unterhalb des Stabilitätsbereiches der aktinolithischen Hornblende erscheinen nämlich an Stelle des noch einigermaßen gut bestimmbar und chemisch gut definierten Talks durch die Anwesenheit von Al die Vermiculit-Phasen. Aus dem 4-Stoff-Diagramm $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (Abb. 7, Seite 30) folgt, daß es zwischen den beiden Feldern Vermiculit-Phase + Calcit + Quarz und Vermiculit-Phase + Olivin + Calcit + Quarz noch ein Übergangsfeld geben könnte. Dort müßten zwei verschiedene Vermiculit-Phasen koexistieren, da die Vermiculit-Phasen in den beiden oben genannten Feldern verschiedene Zusammensetzung, vor allem in bezug auf den Al-Gehalt haben müssen. Zwei verschiedene Vermiculit-Phasen konnten jedoch weder optisch noch röntgenographisch nachgewiesen werden,

so daß die Existenz eines Übergangsfeldes experimentell nicht nachgewiesen werden konnte. Allerdings kann dieses Übergangsfeld im quasibinären Schnitt auch so schmal sein, daß es nur durch eine Linie charakterisiert werden kann.

Metastabile Phasen wie Talk und Diopsid treten teilweise bei Mg-reicher Zusammensetzung auf, lassen sich aber durch eine Verlängerung der Versuchsdauer wieder abbauen.

Zum besseren Verständnis der Verhältnisse bei den Tieftemperaturphasen wurden die bei 400°C koexistierenden Minerale in ein Tetraeder $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (mit SiO_2 - und H_2O -Überschuß) eingetragen (Abb. 7, Seite 30).

Für die aktinolithische Hornblende mit 14 Mol% Al_2O_3 konnte kein vernünftiges T-x - Diagramm aufgestellt werden, da eine Vielzahl metastabiler Phasen auftraten. Diese Phasen (Talk, Diopsid, hexagonaler Anorthit, Klinoenstatit und Olivin) traten bei allen Temperaturen zwischen 450° und 600°C auf. Sie waren auch durch lange Versuchsdauer nicht zu eliminieren. So konnte im T-x - Diagramm nur ein Bereich angegeben werden, in dem reine Hornblendephase erhalten wurden. Dieser Bereich wird auf Abb. 10 (Seite 34) gezeigt.

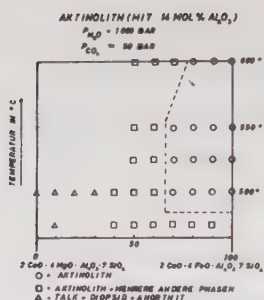


Abb. 10: Versuchspunkte und synthetisch erhaltene Phasen der quasibinären Mg-Fe - Mischkristall-Reihe von Aktinolith mit 14 Mol% Al_2O_3

Reine Hornblendephase wurden im Temperaturbereich von 500°C bis 600°C von Fe_{70} bis Fe_{100} erhalten. Die Tatsache, daß nur extrem Fe-reiche Hornblenden synthetisiert werden konnten, stimmt mit RAMBERG (1952) überein. Er sagt, daß auf Grund des größeren Wertes der Elektronegativität des Fe in bezug auf Mg, Al in eisenreichen Hornblenden leichter Si ersetzen kann.

Zusätzliche Versuche, die aktinolithische Hornblende mit 14 Mol% Al_2O_3 durch Zugabe geringer Mengen Na_2O über einen größeren Bereich zu stabilisieren,

hatten keinen Erfolg. Reine Hornblendephasen wurden nur in demselben T-x - Bereich erhalten, wie bei den Versuchen ohne Na-Zusatz. Als zusätzliche metastabile Phasen in den anderen T-x - Bereichen traten Albit und Montmorillonit auf.

Die Bestimmung der unteren Stabilitätsgrenze
=====

der Diopsid-Hedenbergit-Reihe
=====

Zur Vervollständigung der Aussagen über die Stabilität des Aktinoliths und eventuell koexistierender Phasen (siehe Abb. 4, 5 und 6, Seite 25/26) erwies es sich als notwendig, auch die untere Stabilitätsgrenze der Diopsid-Hedenbergit-Reihe ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$) zu untersuchen und experimentell festzulegen.

Die Lage der Versuchspunkte ($p_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ Bar}$, $p_{\text{CO}_2} = 50 \text{ Bar}$) wurde in ein T-x - Diagramm eingetragen (Abb. 11, Seite 37). Aus dem daraus hervorgehenden Phasendiagramm (Abb. 12, Seite 37) sieht man, daß der reine Mg-Diopsid erst ab $435^\circ \text{ C} \pm 10^\circ \text{ C}$ stabil wird. Mit wachsendem Mg-Ersatz durch Fe wird die Stabilitätstemperatur nur wenig herabgesetzt, ein Minimum kann ungefähr bei der Zusammensetzung $\text{Mg}_{45}\text{Fe}_{55}$ festgestellt werden. Das reine Fe-Endglied Hedenbergit ist erst ab $455^\circ \text{ C} \pm 10^\circ \text{ C}$ stabil.

Als Tieftemperaturparagenesen treten wiederum die Vergesellschaftungen Talk + Calcit + Quarz und Olivin + Calcit + Quarz mit einem Übergangsfeld Talk + Olivin + Calcit + Quarz auf.

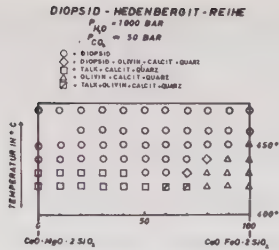


Abb. 11: Versuchspunkte und synthetisch erhaltene Phasen der quasibinären Diopsid-Hedenbergit-Reihe

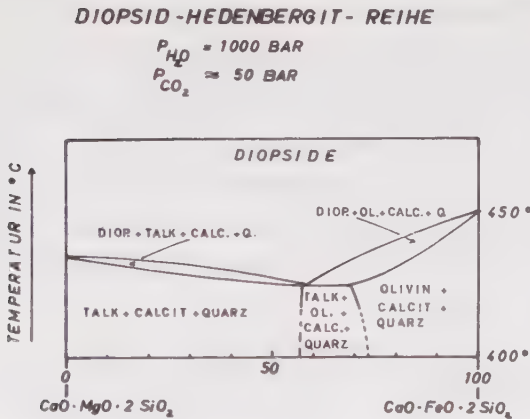


Abb. 12: T-x - Phasen-Diagramm der quasibinären Diopsid-Hedenbergit-Reihe

Zur Stabilität des Cummingtonits
=====

Durch HELLNER, HINRICHSSEN und SEIFERT (1965) ist das Stabilitätsgebiet des rhombischen Anthophyllits festgelegt worden. Es erschien nun wesentlich, den monoklinen Cummingtonit, dem die gleiche Formel zugeschrieben wird, synthetisch herzustellen und sein Stabilitätsgebiet zu bestimmen.

Wie schon bei orientierenden Untersuchungen von BOYD (1954) wurden bei Ausgangsmischungen, denen die theoretische Formel zugrunde lag, nur in seltenen Fällen und dann nur sehr untergeordnet eine monokline Hornblendephase erhalten. Die Temperaturen waren bei diesen Versuchen sehr hoch (800° C). Da die monoklinen Phasen bei längerer Versuchsdauer wieder verschwanden, dürfte es sich um metastabile Produkte gehandelt haben. Auch bei Versuchen mit höheren Drucken (bis 6000 Bar) und verschiedenem H_2O -Gehalt der flüchtigen Phase wurde niemals Cummingtonit erhalten. Deshalb mußten neue Wege zur Synthese des Cummingtonits gefunden werden.

Nachdem entsprechend den Analysen natürlicher Cummingtonite ca. 2 Gew.% CaO in die Formel eingesetzt wurden, konnten bei den Syntheseversuchen weit besse-

re Resultate erzielt werden. Allerdings wurde die Identifizierung der Cummingtonite durch die Tatsache erschwert, daß durch die relativ schlechte Kristallisation und besonders durch Textureffekte bei den Zählrohraufnahmen der Cummingtonit nicht sauber vom Anthophyllit unterschieden werden konnte. Erst nachdem von den Reaktionsprodukten Guinier-Aufnahmen gemacht wurden, konnte der Cummingtonit als auftretende Phase sauber erkannt werden und ein Stabilitätsfeld aufgestellt werden.

Die Ergebnisse der bei $P_{H_2O} = 1000$ Bar und $P_{CO_2} = 80 \pm 10$ Bar durchgeführten Versuche wurden in ein T-x - Diagramm (Abb. 13, Seite 40) und in die Tabelle 4 (im Anhang) eingetragen.

Daraus wurde ein Phasendiagramm mit dem Stabilitätsgebiet des Cummingtonits und der übrigen auftretenden Phasen gezeichnet (Abb. 14, Seite 40).

Es konnte kein Mg-reicherer Cummingtonit als $Mg_{65}Fe_{35}$ synthetisch erhalten werden. Bei den reinen Mg-Phasen ist ab $645^\circ C \pm 10^\circ C$ die Paragenese Talk + Orthopyroxen (Enstatit) stabil; sie geht zu tieferen Temperaturen in die Paragenese Talk + Olivin über.

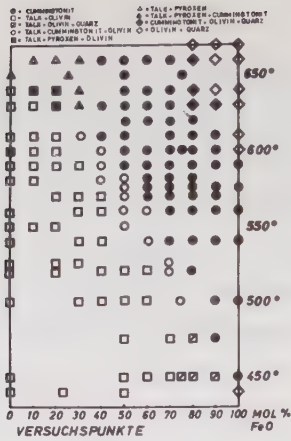


Abb. 13: Versuchspunkte und erhaltene Phasen der quasibinären Mg-Fe-Mischkristall-Reihe des Cummingtonits

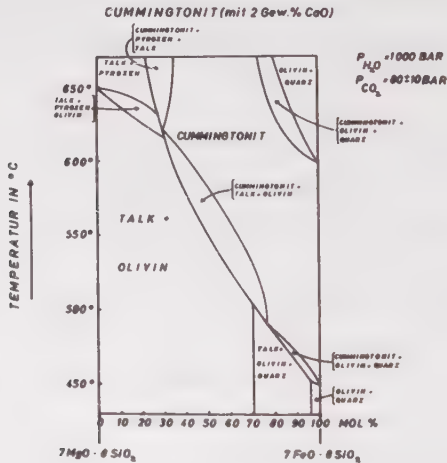


Abb. 14: T-x - Phasendiagramm der quasibinären Mg-Fe - Mischkristall-Reihe des Cummingtonits

Die niedrigste Temperatur, bei der Cumingtonit auftritt, ist $450^{\circ}\text{C} \pm 10^{\circ}\text{C}$ bei der Zusammensetzung des reinen Fe-Endgledes Grünerit. Unterhalb dieser Temperatur ist die Paragenese Olivin + Quarz stabil. Bemerkenswert ist, daß trotz des relativ hohen CO_2 - Druckes Siderit (FeCO_3) bei niedrigen Temperaturen als Phase nicht auftritt.

Der Grünerit ist über einen Temperaturbereich von 150°C bis $595^{\circ}\text{C} \pm 10^{\circ}\text{C}$ stabil. Oberhalb dieser Temperatur ist die Paragenese Olivin + Quarz stabil.

FLASCHEN und OSBORN (1957) erhielten bei Versuchen mit Grünerit-Zusammensetzung diese Phase nur bei Kurzversuchen (24 h) bei 700°C und 12 500 psi (ca. 800 Bar) neben Fayalit und Quarz. Der so erhaltene Grünerit wurde jedoch bei längerer Versuchsdauer, in Übereinstimmung mit dem bestimmten Stabilitätsgebiet, wieder vollständig in Fayalit und Quarz umgesetzt. Ihre weiteren Versuche mit einer der Grünerit-Zusammensetzung entsprechenden Ausgangsmischung ergaben unterhalb von 480°C Minnesotait (Fe-Talk) und Quarz und oberhalb von 480°C Fayalit und Quarz. Einer kritischen Wertung dieser Ergebnisse steht allerdings die Tatsache entgegen, daß die Autoren nicht die Sauerstoff-Partialdrucke angaben, die bei ihren Versuchen geherrscht haben.

Der reine Grünerit ließ sich nur selten aus Zählrohrpulveraufnahmen erkennen; so daß die Identifizierung durch Guinier-Aufnahmen vorgenommen werden mußte.

Um die Stabilitätsverhältnisse zu verdeutlichen und um die Mg-Fe - Verteilung auf die einzelnen Phasen zu zeigen, wurden die Ergebnisse der Versuche bei 6 charakteristischen Temperaturen in MgO - FeO - SiO₂ - Dreistoff-Diagramme eingezeichnet.

Bei 440° C (Abb. 15) tritt noch kein Cummingtonit auf. Die Tieftemperaturparagenesen Talk + Olivin, Talk + Olivin + Quarz und Olivin + Quarz sind stabil, wobei der Olivin über den gesamten Mg-Fe - Variationsbereich existiert, während der Talk nur bis zu einer Zusammensetzung von ca. Mg₃₀Fe₇₀ stabil ist.

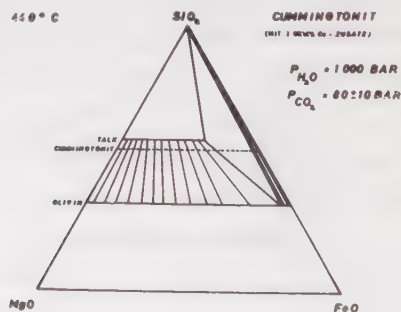


Abb. 15: MgO - FeO - SiO₂ - Diagramm mit Ca-Zusatz bei 440° C, P_{H₂O} = 1000 Bar und P_{CO₂} = 80 Bar

Bei 475°C (Abb. 16) ist Cummingtonit bereits stabil. Das gilt allerdings nur für den Fe-reichen Grünerit im Variationsbereich $\text{Fe}_{90} - \text{Fe}_{100}$. Nach einem kleinen Übergangsfeld Cummingtonit + Olivin + Quarz, das experimentell nicht nachgewiesen werden konnte, bleiben ab Fe_{80} bis Fe_0 die Tieftemperaturparagenesen Talk + Olivin + Quarz und Talk + Olivin stabil.

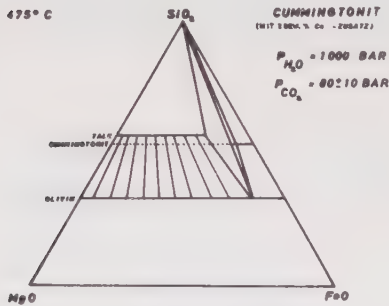


Abb. 16: MgO - FeO - SiO₂ - Diagramm mit Ca-Zusatz bei 475°C , $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000\text{ Bar}$ und $P_{\text{CO}_2} = 80\text{ Bar}$

Mit steigender Temperatur wächst der Mg-Fe - Variationsbereich der Cumingtonite. Bei 560°C (Abb. 17) erstreckt er sich von Fe_{60} bis Fe_{100} . Es tritt ein neues Übergangsfeld Talk + Olivin + Cumingtonit auf, das über einen großen Temperaturbereich existiert, und für das es, wie später ausführlicher behandelt, eine Reihe von Beispielen in der Natur gibt. Bei noch Mg-reicherer Zusammensetzung tritt wieder die Paragenese Talk + Olivin auf. Der maximale Mg-Ersatz durch Fe beim Talk beträgt bei dieser Temperatur nur noch 45 Mol%.

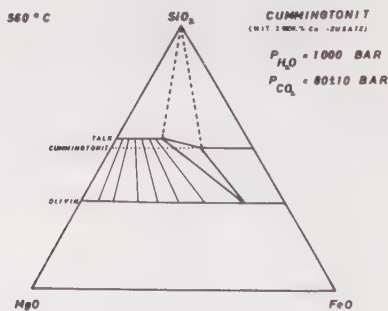


Abb. 17: $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{SiO}_2$ - Diagramm mit Ca-Zusatz bei 560°C , $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000\text{ Bar}$ und $P_{\text{CO}_2} = 80\text{ Bar}$

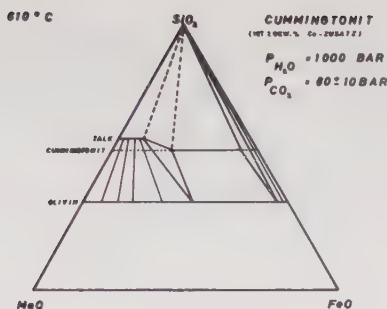


Abb. 18: MgO - FeO - SiO₂ - Diagramm mit Ca-Zusatz bei 610° C, P_{H₂O} = 1000 Bar und P_{CO₂} = 80 Bar

Bei 610° C (Abb. 18) tritt an Stelle des instabil gewordenen Grunerits die Paragenese Olivin + Quarz.

Nach einem Übergangsfeld Cummingtonit + Olivin + Quarz folgt von Fe₉₀ bis Fe₄₀ der relativ große Stabilitätsbereich des Cummingtonits. Bei wachsendem Fe-Ersatz durch Mg folgen die schon bekannten Paragenesen Cummingtonit + Talk + Olivin und Talk + Olivin.

Bei 640° C (Abb. 19, Seite 46) ist der Cummingtonit bei gleichen Vergesellschaftungen auf der Fe-Seite des Diagrammes nur noch zwischen Fe₇₅ und Fe₄₀ stabil. Eine Reihe Übergangsfelder mit neuen stabilen Paragenesen schließen sich zur Mg-Seite hin an: Cummingtonit + Pyroxen + Talk, Talk + Pyroxen, Talk + Olivin + Pyroxen und Talk + Olivin

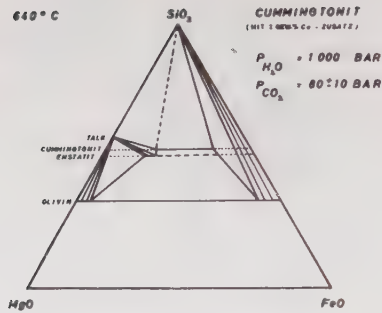


Abb. 19: MgO - FeO - SiO₂ - Diagramm mit Ca-Zusatz bei 640° C, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ Bar}$ und $P_{\text{CO}_2} = 80 \text{ Bar}$

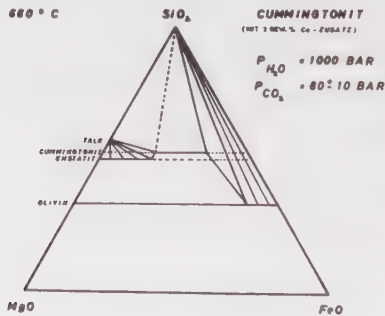


Abb. 20: MgO - FeO - SiO₂ - Diagramm mit Ca-Zusatz bei 660° C, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ Bar}$ und $P_{\text{CO}_2} = 80 \text{ Bar}$

Das Stabilitätsgebiet des Cummingtonits engt sich zu höheren Temperaturen hin weiter ein; bei 660°C (Abb. 20, Seite 46) ist er nur noch zwischen Fe_{70} und Fe_{45} stabil. Bei weiterem Fe-Ersatz durch Mg treten nur noch die Paragenesen Cummingtonit + Talk + Pyroxen und Talk + Pyroxen auf.

Diskussion der experimentellen Ergebnisse =====

Die experimentellen Ergebnisse können zu Klärung von Vorgängen bei der Metamorphose von silikathaltigen Kalken, von Talk-Karbonat-Schiefern und von Paragenesen in Randzonen von Eisenerzkörpern dienen.

Silikatführende, sehr Mg-reiche Kalke (z.B. Talk-Calcit-Quarz-Paragenesen) ergeben bei einer Pauschalzusammensetzung, ungefähr gleich der des Aktinoliths, bei einem Wasserdampfdruck von 1000 Bar und einem CO_2 -Partialdruck von 50 Bar oberhalb von $430^\circ \text{C} \pm 10^\circ \text{C}$ Talk-Diopsid-Vergesellschaftungen. Oberhalb von $500^\circ \text{C} \pm 10^\circ \text{C}$ bildet sich Tremolit. Macht jedoch der FeO-Anteil an der Pauschalzusammensetzung mehr als 7 Gew.% aus, so entstehen Aktinolithe wie in den meisten regionalmetamorphen Vorkommen direkt ohne die Zwischenstufe Talk-Diopsid. Dabei wird die Bildungstemperatur durch den Ersatz von Mg durch Fe bis auf $375^\circ \text{C} \pm 10^\circ \text{C}$ herabgesetzt.

METZ und WINKLER (1963) erhielten bei hydrothermalen Synthesen aus Talk, Calcit und Quarz niemals Tremolit. Sie führten allerdings nur Untersuchungen im Fe-freien System durch, in dem die Bildungstemperatur des Aktinoliths (Tremolit) mit 500°C recht hoch liegt. Außerdem liegt ihre Ausgangszusammensetzung

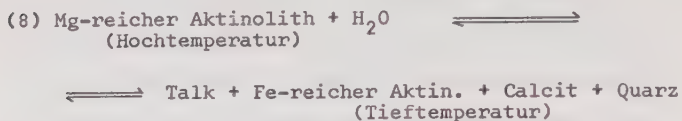
auf der Linie Diopsid - Quarz im System $MgO - CaO - SiO_2$; und es ist möglich, daß das Stabilitätsgebiet des Aktinoliths nicht bis zu dieser Linie reicht.

Ungewöhnlich ist der hohe Fe-Gehalt des Talks bei den Hydrothermalversuchen. Derartige Fe-reiche Talke (Minnesotaite) werden in der Natur nur in Kontaktzonen zu einigen Eisenerz-Formationen gefunden (GRUNER 1944, BLAKE 1965). In normalen kontakt- oder regional-metamorphen Gesteinen ist der Talk meist nahezu eisenfrei. Eine mögliche Erklärung dafür wäre ein Anwachsen des Sauerstoff-Partialdruckes in metamorphen Tieftemperaturzonen und das damit verbundene Auftreten von Magnetit und Hämatit als "Eisenfänger".

MATTHEWS (1964) beschreibt Einschlüsse in amphibolitischen Gesteinen, die einen Kern aus Talk und Karbonat haben, der nach außen hin in eine Zone mit grobkristallinem Aktinolith übergeht. Dieser Aktinolith, der ein Mg-Fe - Verhältnis von $Mg_{90}Fe_{10}$ hat, wurde zusammen mit dem Talk-Karbonat-Kern unter hydrothermalen Bedingungen bei $450^{\circ}C$ behandelt. Es wurde übereinstimmend mit dem Stabilitätsdiagramm (Abb. 3, Seite 22) ein Verschwinden des Aktinoliths und die Neubildung von Diopsid festgestellt.

Nach RAMBERG (1944) sind Talk, Calcit und Quarz zu-

sammen als eine "low temperature modification" des Tremolits anzusehen. Er gibt zusätzlich die schon erwähnte Gleichung (8) an:



Diese konnte im Stabilitätsdiagramm über einen großen Mg-Fe - Variationsbereich bestätigt werden. Besonders wichtig ist diese Reaktion für Gesteinsformationen, bei denen durch einen niedrigen Sauerstoff-Partialdruck die Bildung von Fe^{3+} -Mineralen wie Magnetit und Hämatit verhindert wird.

Die Aktinolithe aus regionalmetamorphen Gesteinen haben normalerweise einen FeO-Anteil zwischen 9 und 15 Gew.%. Der Bereich von Fe_{20} bis Fe_{75} im Stabilitätsdiagramm (7,6 - 26,2 Gew.% FeO) stimmt also gut mit den natürlichen Vorkommen überein und läßt sich zu Aussagen über Bildungstemperatur und Paragenese verwenden.

KRANCK (1961) diskutiert Aktinolithvorkommen in seinen Hornblende- und Pyroxenuntersuchungen vom Mount-Read-Gebiet. Obwohl er nur Mg-reiche Aktinolithe und als Fe-reiche Vergesellschaftung Cummingtonit + Ferroaugit findet, nimmt er an, daß bei tieferen Temperaturen Fe-reicher Aktinolith stabil ist.

Mit allen Feldbeobachtungen stimmt überein, daß die Temperatur der unteren Stabilitätsgrenze des Aktinoliths mit wachsendem Al-Gehalt ansteigt. Jene ergeben stets, daß das Auftreten der al-haltigen Hornblenden an Stelle des Aktinoliths einen höheren Grad der Metamorphose (Amphibolitfazies) charakterisieren (LEAKE 1964).

Das Auftreten der Vermiculit-Phasen bei Anwesenheit von Al in den Tieftemperaturparagenesen ist ungewöhnlich. Normalerweise müßten, wie meist in der Natur, Chlorite entstehen, aber das hohe Ca-Angebot und der relativ hohe CO_2 -Druck scheinen ihre Bildung zu verhindern und das Erscheinen von Vermiculit-Phasen zu fördern. Lediglich COOMBS (1961) berücksichtigt in seinem A C F - Diagramm der zeolithischen Fazies eine Saponit-Reihe (vermiculitähnliches Mineral), die die Chlorit-Reihe unter bestimmten Bedingungen abschneidet und zusammen mit Calcit und Quarz stabil ist.

Der Temperaturbereich von 500°C - 600°C , in dem aktinolithische Hornblenden mit 14 Mol% Al_2O_3 erhalten werden konnten, stimmt mit Angaben von WINKLER (1965) überein. WINKLER setzt für niedrige Drucke (um 2000 Bar) den Beginn der Amphibolitfazies bei 530°C an.

Die Tatsache, daß bei einem Al_2O_3 -Gehalt von 14 Mol% nur extrem Fe-reiche Hornblenden synthetisch erhalten werden konnten, korrespondiert mit RAMBERG's (1952) Aussage. Danach kann auf Grund der größeren Elektro-negativität des Fe gegenüber dem Mg Al in eisenrei-chen Hornblenden leichter Si ersetzen.

Da der Diopsid zwischen 430°C und 450°C (je nach Fe-Gehalt) stabil wird, kann er nicht nur unter den Be-dingungen der Amphibolitfazies, sondern sogar schon in der unteren Epidot-Amphibolit-Fazies als charakteri-stische, stabile Mineralkomponente auftreten. Somit lassen sich nicht alle natürlichen Hornblende-Diopsid-Vergesellschaftungen ohne weiteres in Fazien höherer Temperaturstufen einordnen.

Die experimentellen Ergebnisse der Untersuchungen im Cummingtonit-Stabilitätsfeld können mit zahlreichen Beispielen natürlicher Paragenesen verglichen werden.

Cummingtonit tritt hauptsächlich in Amphiboliten re-gionalmetamorpher Gesteinsprovinzen auf und ist meist mit Hornblende und Plagioklas vergesellschaftet. Sehr viel seltener sind Anthophyllit-Cummingtonit-Verge-sellschaftungen. ESKOLA und KERVINEN (1936), COLLINS (1942) und TILLEY (1936) beschreiben derartige Vor-kommen. Der Chemismus der beiden koexistierenden Mi-

nerale unterscheidet sich in allen Fällen dadurch, daß der Cummingtonit mehr Ca und Fe enthält, während der Anthophyllit einen größeren Gehalt an Al, Mg und Na aufweist. Ein Vergleich des experimentell festgelegten Cummingtonit-Stabilitätsgebietes mit dem Stabilitätsgebiet des Al-freien Anthophyllits (HELLNER, HINRICHSSEN und SEIFERT 1965) zeigt einen relativ großen Überlappungsbereich (Abb. 21). Ein gemeinsames stabiles Vorkommen der beiden Phasen erscheint daher durchaus nicht ungewöhnlich.

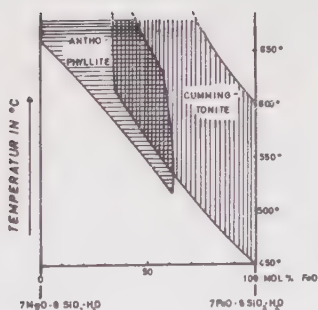


Abb. 21: Vergleich der Stabilitätsgebiete synthetischer Anthophyllite und Cummingtonite (mit 2 Gew.% CaO-Zusatz)

Orientierende Versuche im Überlappungsbereich ergaben auch, bei Verwendung von Ausgangsmischungen mit und ohne Ca-Zusatz teilweise beide Hornblendephasen als Reaktionsprodukt, wobei allerdings die Möglichkeit metastabiler Phasenbildung nicht ausgeschlossen werden kann.

Der Überlappungsbereich wird auch von KRANCK (1961) bestätigt, der beim Vergleich einer Anzahl Anthophyllit- und Cummingtonitanalysen über einen größeren Mg-Fe - Bereich beide Phasen fand.

Allerdings sagt KRANCK in der gleichen Arbeit, daß bei koexistierenden Cummingtoniten und Orthopyroxenen die letzteren mehr Fe aufnehmen, während nach den experimentellen Ergebnissen im Übergangsfeld Cummingtonit + Pyroxen + Talk der Cummingtonit das meiste Eisen aufnimmt.

MATTHES (1951) fand bei seinen Untersuchungen an Olivin- und Enstatit-Hornfelsen eine Anzahl charakteristischer cummingtonitführender Mineralvergesellschaftungen, die von ihm erörtert wurden und die mit den hier vorliegenden experimentellen Ergebnissen verglichen werden sollen.

Er findet dort z.T. sehr Ca-reiche Cummingtonite (4,9 Gew.%), die er als cummingtonitische Hornblende bezeichnet, die aber kristalloptisch alle Eigenschaften normaler Cummingtonite aufweisen. Die Vergesell-

schaftung Cummingtonit + Talk + Olivin, die im Übergangsfeld des Stabilitätsdiagrammes einen großen Temperaturbereich einnimmt, wird auch von ihm in der Natur über einen großen Temperaturbereich gefunden. Auch die angenommenen höheren Temperaturen für die Vergesellschaftungen Enstatit + Cummingtonit + Olivin und Cummingtonit + Olivin können auf Grund des Stabilitätsdiagrammes bestätigt werden.

Als Temperaturbereich für das Vorkommen von Cummingtonit gibt MATTHES bei einem hydrostatischen Belastungsdruck entsprechend einer Erdrindentiefe von 2-4 km (ca. 500 - 1500 Bar) 470°C - 620°C an. Da er bei seinen Temperaturangaben noch Toleranzen zuläßt, wird seine nur aus Feldbeobachtungen stammende Temperaturabschätzung experimentell durch das Stabilitätsdiagramm recht gut bestätigt.

Grünerit, der Fe-reiche Cummingtonit, ist für metamorphisierte eisenreiche, silikathaltige Sedimente charakteristisch und kommt sowohl in der Karbonatzone als auch in den Oxyd- und Silikatzonen der "Iron-Formations" vor (JAMES 1955). Vergesellschaftungen mit Fayalit und Quarz sind gewöhnlich. RAMDOHR (1927), RICHARZ (1927), BOWEN und SCHAIRER (1935), FRENCH (1964) und GOROSHIKOV und YUR'YEV (1965) beschreiben solche Vorkommen.

RAMDOHR (1927), der Grünerit neben Fayalit und Quarz

aus den Eisenerzlagern des Oberharz beschreibt, läßt die Frage offen, ob die Fayalit-Quarz-Vergesellschaftung eine höhere Bildungstemperatur als der Grünerit gehabt hat und läßt auch Fayalit + Quarz als Tieftemperaturvergesellschaftung möglich erscheinen. Aus dem experimentellen Phasendiagramm ergeben sich beide Möglichkeiten.

FRENCH (1964) beschreibt aus der Biwabik-Iron-Formation bei progressiver Metamorphose die Bildung von Grünerit unter reduzierenden Bedingungen und gibt dafür die sehr niedrige Temperatur von 300°C - 400°C an. Bei höherer Temperatur soll der Grünerit in Fayalit + Pyroxen + Quarz übergehen.

HALFERDAHL (1961) nimmt für eine Bildung von Grünerit aus Minnesotait und Fayalit bei 1000 - 2000 Bar eine Temperatur von 485°C an. Obwohl die Temperatur der Reaktionsgrenze zwischen Minnesotait + Fayalit und Grünerit bisher experimentell noch nicht untersucht worden ist, scheint dieser Wert vernünftig zu sein.

Mit dem experimentell festgestellten Stabilitätsbereich von 450°C - 600°C läßt sich das Auftreten von Grünerit in nur leicht metamorphisierten Randzonen der "Iron-Formations" einschließlich der Vergesellschaft-

tungen mit Fayalit und Quarz genauso erklären wie das Vorkommen in stärker metamorphisierten Gesteinen mit Fayalit und Pyroxenen.

Zum Chemismus der Cummingtonite

=====

Die Variation im Chemismus natürlicher Cummingtonite entspricht in bezug auf den Mg-Fe` - Gehalt ($\text{Mg}_{70}\text{Fe}_{30}-\text{Mg}_{10}\text{Fe}_{90}$) den experimentell ermittelten Werten.

In der Natur weisen die Cummingtonite immer einen gewissen Ca-Gehalt auf, der für sie charakteristisch ist. Auch bei der Synthese ist die Anwesenheit von Ca erforderlich.

ESKOLA (1950) weist zwar auf den größeren Ca-Gehalt bei Cummingtoniten gegenüber koexistierenden Anthophylliten hin, ist aber der Meinung, daß diese Tatsache auf die Bildung der monoklinen Phase (Cummingtonit) keinen entscheidenden Einfluß hat.

LAYTON und PHILLIPS (1960) nehmen an, daß durch eine teilweise Besetzung der X-Positionen in den Hornblendestrukturen (allgem. Hornblendeformel: $\text{W}_{0-1}\text{X}_2\text{Y}_5\text{Z}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$) mit Ca (oder Mn) und Ersatz von Mg durch Fe die monokline Symmetrie bevorzugt wird. Die von BOYD (1954) ohne Ca-Zusatz synthetisierten Cummingtonite werden von den Autoren als Klino-Anthophyllite ähnlich der Relation von Enstatit zu Klinoenstatit bezeichnet.

MUELLER (1962) folgert aus Analysen koexistierender Aktinolithe und Cummingtonite der Quebec-Iron-Formation, daß der dort bestimmte CaO-Anteil im Cummingtonit von nur 0,5 Gew.% nicht zur Stabilisierung

rung dieser Phase nötig sei. Er räumt allerdings ein, daß das p,T-Stabilitätsgebiet durch den Einbau von Ca oder Mn in die Hornblendestruktur vergrößert werden könnte.

LAYTON (1964) schließt aus Volumenbetrachtungen der Hornblendestrukturen, daß durch teilweisen Einbau des großen Ca^{2+} -Ions die im Vergleich zum Mg^{2+} -Ion größeren Fe^{2+} -Ionen die Gitterplätze völlig besetzen können. Dies sei aber nur bei den monoklinen Cummingtoniten möglich; die Symmetrie der rhombischen Anthophyllite läßt nur kleinere Toleranzen zu und erlaubt die Besetzung der X-Positionen durch größere Ionen nicht.

Metamorphe Cummingtonite, bei denen ein Teil des Mg durch Ca ersetzt wird, werden von GREEN (1964) beschrieben.

KLEIN (1964) nimmt an, daß die obere Grenze des Ca-Einbaus in das Gitter manganarmer Cummingtonite bei 1,5 Gew.% CaO (ca. 0,25 Ca-Atome pro halber Elementarzelle) liegt und daß ein weiterer Einbau nur durch gleichzeitige Aufnahme von Mn ins Gitter möglich ist.

Da bei den experimentellen Syntheseversuchen dieser Arbeit nur bei Anwesenheit von Ca Cummingtonit erhalten werden konnte, muß diese Tatsache zumindest bei der Bildung von Cummingtonit an Stelle von Anthophyllit im Überlappungsgebiet eine wesentliche Rolle spielen. Außerdem wurde im Stabilitätsfeld von Mg-reichen

Anthophylliten (HELLNER, HINRICHSSEN und SEIFERT 1965) bei Verwendung Ca-haltiger Ausgangsmischungen nur Talk + Olivin bzw. Talk + Pyroxen und kein Anthophyllit als stabile Phase erhalten:

Man kann allerdings keine Aussage darüber machen, wieviel Ca in das Gitter der synthetischen Cummingtonite wirklich eingebaut wird, da auch in Versuchen mit Temperaturgefälle keine Cummingtonit-Kristalle von ausreichender Größe zur röntgenographischen Einkristall-Untersuchung erhalten wurden.

Vergleiche mit Analysen in der Literatur zeigen weiterhin, daß bei sehr hohen Fe-Gehalten (Grünerite) meist nur wenig CaO eingebaut wird. Dies steht im Einklang mit Überlegungen von GHOSE (1962). Danach nimmt das Fe^{2+} -Ion bevorzugt die X-Position in der Struktur ein. Diese aber ist die für den Einbau von Ca wesentliche Position, so daß bei sehr Fe-reichen Cummingtoniten ein Einbau von Ca nur beschränkt möglich ist.

Da das gegenüber dem Mg^{2+} -Ion größere Fe^{2+} -Ion bei nahezu vollständigem Ersatz die Struktur relativ stark verzerrt, wird dann auch ohne wesentlichen Ca-Einbau die Symmetrie von der rhombischen zur monoklinen erniedrigt. In Übereinstimmung damit konnten rhombische Fe-Anthophyllite von HELLNER, HINRICHSSEN und SEIFERT (1965) nicht erhalten werden.

Zusammenfassung

=====

Bislang lagen experimentelle Daten über die Stabilitätsgebiete metamorpher monokliner Hornblenden nur für die reinen Mg- bzw. Fe-Endglieder der einzelnen Mischkristall-Reihen vor. Innerhalb dieser Arbeit wurden die gesamten Mg-Fe - Mischkristall-Reihen von Aktinolith $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, aktinolithischer Hornblende $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_{4,5}\text{Al}_{0,5}\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{7,5}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ und Cummingtonit $(\text{Mg,Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ synthetisch erhalten und ihre Stabilitätsgebiete festgelegt. So wurden Daten und Ergebnisse erhalten, die mit den Verhältnissen in der Natur, wo diese Minerale nahezu immer als Mg-Fe - Mischkristalle vorliegen, besser zu vergleichen sind. Außerdem änderten sich durch Ersatz von Mg durch Fe die möglichen Paragenesen mit koexistierenden Mineralen.

Die Untersuchungen wurden unter hydrothermalen Bedingungen bei 1000 Bar Wasserdampfdruck, 50 (bzw. 80) Bar CO_2 -Partialdruck und unter einer reduzierenden Atmosphäre entsprechend einem Fe-Magnetit-Puffer durchgeführt. So wurden auch bei tiefen Temperaturen Fe^{2+} -Verbindungen erhalten, während die höheren Sauerstoff-Partialdrucke in der Natur bei tiefen Tempe-

raturen Fe^{3+} -Minerale wie Magnetit, Hämatit und Eisenchlorit stabilisieren.

Es wurden für die quasibinären Mg-Fe - Mischkristall - Reihen T-x - Phasendiagramme aufgestellt. Diese bildeten den ersten Anhaltspunkt zur Aufstellung ternärer und quaternärer Systeme, aus denen Aussagen über die Mg-Fe - Zusammensetzung koexistierender Phasen gemacht werden konnten.

Ziel der Arbeit war es, mit Hilfe der experimentell ermittelten Bildungstemperaturen von Hornblenden und Pyroxenen, Aussagen über etwaige Temperaturverschiebungen der metamorphen Fazies durch Ersatz von Mg durch Fe zu machen.

Die niedrigste Bildungstemperatur des Al-freien Aktinoliths liegt bei 375°C und einer Mg-Fe - Zusammensetzung von $\text{Mg}_{25}\text{Fe}_{75}$. Derartig Fe-reiche Aktinolithe können also schon in der unteren Grünschieferfazies mit Talk, Calcit und Quarz koexistieren. Mg-reichere Aktinolithe haben höhere Bildungstemperaturen (Tremolit als Mg-Endglied 500°C) und gehören somit in die obere Grünschieferfazies und in die untere Epidot-Amphibolit-Fazies. Noch unterhalb der Bildungstemperatur des Tremolits kann eine Paragenese Talk + Diopsid auftreten.

Der Diopsid, der in der Literatur als charakteristisches Mineral der Amphibolitfazies beschrieben wird, hat eine untere Bildungstemperatur von 430°C bis 450°C (je nach Fe-Gehalt) und kann somit schon in der unteren Epidot-Amphibolit-Fazies auftreten.

Die niedrigste Bildungstemperatur der aktinolithischen Hornblende mit 7 Mol% Al_2O_3 ist 410°C bei einer Mg-Fe - Zusammensetzung von $\text{Mg}_{30}\text{Fe}_{70}$. Der Temperaturanstieg gegenüber dem Al-freien Aktinolith beträgt also bei annähernd gleicher Zusammensetzung 35°C . Die aktinolithische Hornblende mit 14 Mol% Al_2O_3 , die ungefähr der gewöhnlichen regionalmetamorphen Hornblende entspricht, konnte nur oberhalb 500° stabil erhalten werden. Sie ist damit eindeutig der Amphibolitfazies zuzuordnen.

Der Cummingtonit, dessen Synthese nur durch einen geringen Zusatz von Ca zur theoretischen Formel gelang, ist nicht über den gesamten Mg,Fe - Variationsbereich stabil. Sein Stabilitätsgebiet reicht von der Zusammensetzung $\text{Mg}_{65}\text{Fe}_{35}$ bis $\text{Mg}_0\text{Fe}_{100}$. Das Eisenendglied, Grünerit, hat mit 450°C die niedrigste Bildungstemperatur der Cummingtonit-Mischkristall-Reihe. Es ist über einen Temperaturbereich von 150°C stabil; so daß sowohl die bekannten Vorkommen in schwächer metamorphisierten Zonen als auch hochmetamorphe Paragenesen mit Pyroxen und Fayalit erklärt werden können.

Literatur

=====

- BARTH, T.F.W., CORRENS, C.W. und ESKOLA, P. (1939)
Die Entstehung der Gesteine.
Springer-Verlag Berlin, Göttingen, Heidelberg
- BERMAN, H. (1937), Constitution and classification of
the natural silicates.
Am. Mineral. 22, 342
- BLAKE, R.L. (1965), Iron phyllosilicates of the Cuyuna
district, Minnesota.
Am. Mineral. 50, 148
- BOWEN, N.L. und SCHAIRER, J.F. (1935), Grunerite from
Rockport, Massachusetts, and a series of
synthetic fluor-amphiboles.
Am. Mineral. 20, 543
- BOYD, F.R. (1954), Amphiboles.
Carnegie Inst. of Washington, Ann. Rep. Dir.
Geophys. Lab. Nr. 53, 116
(1959), Hydrothermal investigations of amphiboles.
Researches in Geochemistry, 377, Wiley, New York
- COLLINS, R.S. (1942), Cumingtonite and gedrite from
Sutherland.
Min. Mag. 26, 254
- COMEFORO, J.E. und KOHN, J.A. (1954), Synthetic asbestos investigations, I. Study of synthetic fluor-tremolite.
Am. Mineral. 39, 337
- COOMBS, D.S. (1961), Zeolitized tuffs from the Kuttung
glacial beds near Seaham, New South Wales.
Australian J. Sci. 21, 18
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. und ZUSSMAN, J. (1963), Rock-forming Minerals, Vol. 2: Chain silicates.
Longmans, London

- EHRENBURG, H. (1932), Über die Synthese von Diopsid und Forsterit durch Reaktion zwischen festen Ausgangsstoffen und einen vergeblichen Versuch der Tremolit-Darstellung.
Zentralblatt 1932 A, 129
- ERNST, W.G. (1965), Program 1965 Annual Meetings
(im Druck)
- ESKOLA, P. (1950), Paragenesis of Cumingtonite and hornblende from Muuruvesi, Finland.
Am. Mineral. 35, 728
- ESKOLA, P. und KERVINEN, T. (1936), A paragenesis of gedrite and cumingtonite from Isopää in Kolvola, Finland.
Bull. Comm. geol. Finlande 115, 475
- EUGSTER, H.P. (1959), Reduction and oxidation in metamorphism.
Researches in Geochemistry, 397, Wiley, New York
- FLASCHEN, S.S. und OSBORN, E.F. (1957), Studies of the system iron oxide - silica - water at low oxygen partial pressures.
Econ. Geol. 52, 923
- FOSLIE, S. (1945), Hastingsites and amphiboles from the epidote-amphibolite facies.
Norsk Geol. Tidskr. 25, 74
- FRENCH, B.M. (1964), Progressive contact metamorphism of the Biwabik iron formation on the Mesabi Range, Minnesota.
Program 1964 Annual Meetings, 66
- GHOSE, S. (1962), The nature of Mg^{2+} - Fe^{2+} distribution in some ferromagnesian silicate minerals.
Am. Mineral. 47, 388
- GOROSHNIKOV, V.I. und YUR'YEV, L.D. (1965), Cordierite-polyamphibole and anthophyllite-cordierite rocks of the north Kriwoj Rog district
Doklady Akad. Nauk SSSR 163, 140

- GREEN, D.H. (1964), The metamorphic aureole of the peridotite at the Lizard, Cornwall.
J. Geol. 72, 543
- GRUNER, J.W. (1944), The composition and structure of minnesotait, a common Fe-silicate in Fe-formations.
Am. Mineral. 29, 363
- HALFERDAHL, L.B. (1961), Chloritoid: Its composition, X-ray and optical properties, stability, and occurrence.
J. Petrology 2, 49
- HELLNER, E., HINRICHSSEN, T, und SEIFERT, F. (1965)
The study of mixed crystals of minerals in metamorphic rocks.
Controls of Metamorphism, 155, Edinburgh
- HELLNER, E. und SCHÜRMANN, K. (1966), Stability of metamorphic amphiboles: The tremolite-ferroactinolite-series.
J. Geol. 74, (im Druck)
- HOLSER, W.T. und KENNEDY, G.C. (1959), Properties of water, Part V: Pressure-volume-temperature relations of water in the range 400°-1000° C. and 100-1400 bars.
Am. J. Sci. 257, 71
- JAMES, H.L. (1955), Zones of regional metamorphism in the Pre-Cambrian of northern Michigan.
Bull. Geol. Soc. Amer. 66, 1455
- KENNEDY, G.C. (1950), Pressure-volume-temperature relations in water at elevated temperatures and pressures.
Am. J. Sci. 248, 540
- KLEIN, C.jr. (1964), Cumingtonite-grünerite series: a chemical, optical, and X-ray study.
Am. Mineral. 49, 963

- KRANCK, S.H. (1961), A study of phase equilibria in a metamorphic iron formation.
J. Petrology 2, 137
- KUNITZ, W. (1930), Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblendegruppe.
N. Jahrb. Min. Bl.-Bd. 60, A, 171
- LAYTON, W. (1964), Factors governing the natural and synthetic occurrence of members of the amphibole group of minerals.
N. Jahrb. Min. Monatsh. 1964, 135
- LAYTON, W. und PHILLIPS, R. (1960), The cummingtonite probleme.
Min. Mag. 32, 659
- LEAKE, B. (1964), The relation between composition of calciferous amphiboles and grade of metamorphism
Liverpool Geol. Soc. Symp. 1964, Abstract, 19
- MATTHES, S. (1951), Die kontaktmetamorphe Überprägung basischer kristalliner Schiefer im Kontakthof des Steinwaldgranits nördl. von Erben-
dorf in der bayrischen Oberpfalz.
N. Jahrb. Min. Abh. 82, 1
- MATTHEWS, D.W. (1964), Zoned ultrabasic bodies in the Lewisian of the Moine nappe in Skye.
Dissertation Universität Cambridge 1964
- METZ, P.W. und WINKLER, H.G.F. (1963), Experimentelle Gesteinsmetamorphose -VII: Die Bildung von Talk aus kieseligem Dolomit.
Geochim. et Cosmochim. Ac. 27, 431
(1964), Experimentelle Untersuchung der Diopsidbildung aus Tremolit, Calcit und Quarz.
Naturwiss. 51, 460
- MICHEL-LÉVY, M.C. (1957), Premiers stades du metamorphisme artificiel d'une dolomie siliceuse: formation de tremolite et de diopside.
Bull. Soc. franc. Min. Crist. 80, 297

- MUELLER, R.F. (1962), Energetics of certain silicate solid solutions.
Geochim. et Cosmochim. Ac. 26, 581
- RAMBERG, H. (1944), Petrological significance of sub-solidus phase transitions in mixed crystals.
Norsk Geol. Tidskr. 24, 42
(1952), Chemical bonds and distribution of cations in silicates.
J. Geol. 60, 331
- RAMDOHR, P. (1927), Die Eisenerzlager des Oberharzer ("Osterröder") Diabaszuges und ihr Verhalten im Bereich des Brockenkontakt.
N. Jahrb. Min. Bl.-Bd. 55, A, 333
- RICHARZ, S. (1927), Grunerite rocks of the Lake Superior region.
J. Geol. 35, 690
- SCHEUMANN, K.H. und LÜDKE, W. (1933), Über Hornblendesynthesen bei niederen Drucken.
Ber. Math.-Phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss. 85, 273
- SCHÜRMANN, K. (1963), Hydrozthermale Untersuchungen an der Tremolit-Ferroaktinolith-Reihe
Diplomarbeit universität Kiel 1963
- SMITH, J.R. (1957), Reconnaissance in the system $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$.
Carnegie Inst. of Washington, Ann. Rep.
Dir. Geophys. Lab. Nr. 56, 230
- SUNDIUS, N. (1946), The classification of the hornblendes and the solid solution relations of the amphiboles group.
Sver. Geol. Unders. , Årsbok 40, Nr. 4, 1
- TILLEY, C.E. (1936), Eulysites and related rock types from Loch Duich, Ross-shire.
Min. Mag. 24, 331

- TURNER, F.J. und VERHOOGEN, J. (1960), Igneous and metamorphic petrology.
New York 1960
- VISWANATHAN, K. und GHOSE, S. (1965), The effect of Mg^{2+} - Fe^{2+} substitution on the cell dimensions of cummingtonites.
Am. Mineral. 50, 1106
- WINKLER, H.G.F. (1965), Die Genese der metamorphen Gesteine.
Springer-Verlag, Berlin 1965
- YODER, H.S. und SAHAMA, Th.G. (1957), Olivine X-ray determinative curve.
Am. Mineral. 42, 475

Anhang
=====

Tabelle 2:

Hydrothermalversuche zur Festlegung des Stabilitätsgebietes von Aktinolith.

A = Aktinolith, T = Talk, D = Diopsid, O = Olivin,
C = Calcit, Q = Quarz

$P_{H_2O} = 1000 \text{ Bar}$, $P_{CO_2} = 50 \text{ Bar}$

Nr.	$\frac{Mg}{Mg + Fe}$	Temperatur [° C]	Versuchsdauer [Tage]	synth. Phasen
7	100	300	14	T+C+Q
24	100	350	14	T+C
4	100	400	7	T+C+Q
718	100	410	7	T+C+Q
551	100	425	7	T+C+Q
702	100	425	14	T+D+(Q)
501	100	450	14	T+D
33	100	470	7	T+D
544	100	475	7	T+D
89	100	480	7	T+D+(A)
100	100	500	5	A+T+D
824	100	525	7	A+(T+D)
21	100	550	7	A+(T+D)
2	100	600	7	A
920	100	650	7	A+(D)
820	95	420	14	T+D
843	95	440	45	T+D
854	95	450	45	T+D
921	95	475	7	A+T+D
834	95	500	5	A+(T+D)
879	95	550	7	A+(T+D)
59	90	300	11	T+C+Q
70	90	350	14	T+C+Q
559	90	400	7	T+C+Q
551	90	425	7	T+D+(Q)
502	90	450	14	T+D
545	90	475	7	A+T+D
90	90	480	7	A+(T+D)
480	90	500	7	A+(D)
469	90	550	14	A
825	90	600	7	A+(D)
919	90	650	7	A

Tabelle 2 (Fortsetzung):

Nr.	Mg Mg + Fe	Temperatur [°C]	Versuchsdauer [Tage]	synth. Phasen
60	80	300	11	T+C+Q
71	80	350	14	T+C+Q
560	80	400	7	T+C+Q
553	80	425	7	T+D
27	80	430	7	A+T+D
503	80	450	14	A
35	80	470	7	A+(T+D)
546	80	475	7	A+(T+D)
91	80	480	7	A+(D)
104	80	500	9	A+(T+D)
470	80	550	14	A+(T+D)
908	80	600	7	A+(T+D)
53	80	650	7	A
61	70	300	11	T+C+Q
72	70	350	14	T+C+Q
638	70	400	20	T+C+Q
554	70	425	7	A+T+C+Q
504	70	450	14	A+(D)
547	70	475	7	A+(T+D)
92	70	480	7	A+(D)
482	70	500	7	A
471	70	550	14	A+(D)
909	70	600	7	A+(T+D)
54	70	650	7	A
62	60	300	11	T+C+Q
73	60	350	14	T+C+Q
441	60	375	14	T+C+Q
562	60	400	14	T+C+Q
28	60	430	7	A+T+C+Q
505	60	450	14	A+(D)
548	60	475	7	A
93	60	480	7	A+(D)
483	60	500	7	A+(D)
472	60	550	14	A
910	60	600	7	A+(D)
55	60	650	7	A
63	50	300	11	T+C+Q
74	50	350	14	T+C+Q
444	50	375	14	T+C+Q
338	50	400	7	A+T+C+Q
707	50	425	13	A
29	50	430	7	A
358	50	450	7	A
414	50	475	7	A
94	50	480	7	A+(D)

Tabelle 2 (Fortsetzung):

Nr.	$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$	Temperatur [°C]	Versuchsdauer [Tage]	synth, Phasen
399	50	500	7	A
40	50	550	7 ^a	A
911	50	600	7	A
67	50	650	7	A+(D)
8	40	300	14	T+C+Q
376	40	350	21	T+C+Q
447	40	375	14	T+C+(A+Q)
492	40	400	14	A+(T+C+Q)
19	40	410	7	A+(D)
112	40	430	7	A+(D)
88	40	450	7	A+(D)
402	40	500	7	A
474	40	550	14	A
41	40	600	7	A
68	40	650	7	A+(D)
64	30	300	11	T+C+Q
75	30	350	14	T+C+Q
450	30	375	14	T+C+Q
36	30	390	7	A+(D)
495	30	400	14	A+(T+?)
30	30	430	7	A
420	30	475	7	A
405	30	500	7	A
475	30	550	14	A
42	30	600	7	A+?
69	30	650	7	A+(D)
837	25	370	45	T+O+C+Q
922	25	380	45	A
65	20	300	11	T+C+Q+(O)
76	20	350	14	T+C+Q+(O)
838	20	370	45	T+O+C+Q
923	20	380	45	A
498	20	400	14	A
437	20	425	7	A
367	20	450	7	A
408	20	500	7	A
476	20	550	14	A+(D)
43	20	600	7	A+D+?
56	20	650	7	A+D+O
66	10	300	11	O+C+Q
77	10	350	14	O+C+Q
839	10	370	45	O+C+Q
38	10	390	7	C+Q+(A+O)
563	10	400	7	A+O+C+Q
711	10	425	13	A
506	10	450	14	A
484	10	500	7	A
477	10	550	14	A
44	10	600	7	A+D+Q+?

Tabelle 2 (Fortsetzung):

Nr.	Mg	Temperatur [°C]	Versuchsdauer [Tage]	synth. Phasen
	Mg + Fe			
57	10	650	7	D+O+Q
9	0	300	14	O+C+Q
26	0	350	14	O+C+Q
6	0	400	7	O+C+Q
925	0	420	14	O+C+Q
32	0	430	7	A+(O+Q)
17	0	450	7	A
14	0	500	7	A+(D)
23	0	550	7	A+(D)
3	0	600	7	D+O+Q
58	0	650	7	D+O+Q

Tabelle 3:

Hydrothermalversuche zur Festlegung des Stabilitätsgebietes von aktinolithischer Hornblende mit 7 Mol% Al_2O_3

A = aktinolithische Hornblende, V = Vermiculit-Phase,

O = Olivin, C = Calcit, Q = Quarz, (metastabile Phasen: D = Diopsid, T = Talk)

$P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ Bar}$, $P_{\text{CO}_2} = 50 \text{ Bar}$

Nr.	$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$	Temperatur [°C]	Versuchsdauer [Tage]	synth. Phasen
760	100	400	14	V+C+Q
886	100	410	21	V+C+Q
939	100	410	35	V+C+Q
964	100	430	16	V+C+Q
723	100	450	13	A
738	100	475	13	A
713	100	500	7	A+(D)
933	100	600	7	A+(D+T)
761	90	400	13	V+C+Q
887	90	410	21	V+C+Q
940	90	410	35	V+C+Q
965	90	430	16	A+V+C+(Q)
724	90	450	13	A
739	90	475	13	A
714	90	500	7	A
934	90	600	7	A+(D+T)
762	80	400	13	V+C+Q
941	80	410	35	V+C+Q
863	80	425	14	A+V+C+Q
966	80	430	16	A+V+C+Q
791	80	450	8	A
740	80	475	13	A+(D)
715	80	500	7	A+(D)
935	80	600	7	A+(D+T)
763	70	400	13	V+C+Q
942	70	410	35	V+C+Q
864	70	425	14	A+(V+C+Q)
726	70	450	13	A
741	70	475	13	A
716	70	500	7	A+(D)
803	70	550	7	A+(D)
936	70	600	7	A+(D)
442	60	375	14	V+C+Q
336	60	400	7	V+C+Q
487	60	400	14	V+C+Q
579	60	410	20	V+C+Q
890	60	410	21	V+C+Q

Tabelle 3 (Fortsetzung):

Nr.	$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$	Temperatur [°C]	Versuchsdauer [Tage]	synth. Phasen
660	60	440	14	A
1004	60	440	15	A
727	60	450	13	A
793	60	450	8	A
412	60	475	7	A+(D)
674	60	475	13	A
508	60	500	14	A
621	60	525	13	A+(D)
607	60	550	9	A+(D)
646	60	600	7	A+(D)
445	50	375	14	V+C+Q
490	50	400	14	V+C+Q
891	50	410	21	V+C+Q
430	50	425	7	A+V+C+Q
661	50	440	14	A
794	50	450	8	A+(D)
675	50	460	13	A
509	50	500	14	A+(D)
622	50	525	13	A+(D)
608	50	550	9	A+(D)
647	50	600	7	A
448	40	375	14	V+C+Q
342	40	400	7	V+C+Q
493	40	400	14	V+C+Q
892	40	410	21	V+C+Q
567	40	425	21	A
362	40	450	7	A
676	40	475	13	A+(D)
510	40	500	13	A
623	40	525	13	A+(D)
609	40	550	9	A+(D)
648	40	600	7	A
451	30	375	14	V+C+Q
691	30	380	13	V+C+Q
345	30	400	7	V+C+Q
582	30	410	20	A
568	30	425	21	A
796	30	450	8	A+(D)
421	30	475	7	A+(D)
677	30	475	13	A
406	30	500	7	A
511	30	500	14	A
624	30	525	13	A
610	30	550	9	A
649	30	600	7	A

Tabelle 3 (Fortsetzung):

Nr.	Mg	Temperatur [°C]	Versuchsdauer [Tage]	synth. Phasen
	Mg + Fe			
454	20	375	14	V+O+C+Q
692	20	380	13	V+O+C+Q
894	20	410	21	V+O+C+Q
569	20	425	21	V+O+C+Q+(A)
664	20	440	14	A
368	20	450	7	A
797	20	450	8	A
961	20	460	14	A
424	20	475	7	A+(D)
678	20	475	13	A
409	20	500	7	A
512	20	500	13	A
625	20	525	14	A
611	20	550	9	A
650	20	600	7	A
764	10	400	13	V+O+C+Q
895	10	410	21	V+O+C+Q
776	10	425	14	A+V+O+Q+(C)
865	10	425	14	A+V+O+Q+(C)
973	10	430	16	A+V+O+C+Q
1009	10	440	15	A
798	10	450	8	A+(O+D)
962	10	460	14	A+(Q)
679	10	475	13	A+(Q)
743	10	475	13	A
513	10	500	14	A
626	10	525	13	A
651	10	600	7	A
694	0	380	13	V+O+C+Q
599	0	390	20	V+O+C+Q
896	0	410	21	V+O+C+Q
974	0	430	16	V+O+C+Q
1010	0	440	20	A+(O)
963	0	460	14	A+(Q)
680	0	475	13	A
514	0	500	14	A+(D+Q)
627	0	525	13	A
804	0	550	7	A+(D+Q)

Tabelle 4:

Hydrothermalversuche zur Festlegung des Stabilitätsgebietes von Cummingtonit.

C = Cummingtonit, T = Talk, P = Pyroxen, O = Olivin,
Q = Quarz

$P_{H_2O} = 1000 \text{ Bar}$, $P_{CO_2} = 80 \text{ Bar}$

Nr.	$\frac{Mg}{Mg + Fe}$	Temperatur [°C]	Versuchsdauer [Tage]	synth. Phasen
990	100	440	37	T+O
985	100	450	41	T+O
319	100	500	7	T+O
980	100	500	15	T+O
1011	100	500	41	T+O
1261	100	520	23	T+O
1055	100	525	7	T+O
1220	100	540	13	T+O
1022	100	550	12	T+O
1198	100	560	7	T+O
1316	100	580	7	T+O
1243	100	590	6	T+O
1154	100	600	7	T+O
1088	100	610	5	T+O
1165	100	630	7	T+O
1209	100	640	7	T+O
275	100	650	14	T+P
1023	90	550	12	T+O
1317	90	580	7	T+O
1244	90	590	6	T+O
1155	90	600	7	T+O
1089	90	610	5	T+O
1166	90	630	7	T+O
1210	90	640	7	T+O+P
1188	90	660	7	T+P
1263	80	520	23	T+O
1057	80	525	7	T+O
1024	80	550	12	T+(O)
1342	80	570	23	T+O
1245	80	590	6	T+(O)
1156	80	600	7	T+O
1090	80	610	5	T+O
1167	80	630	7	T+O+P
1211	80	640	7	T+O+P
1189	80	660	7	T+P
991	75	440	33	T+(O)
276	75	650	14	C+T+P

Tabelle 4 (Fortsetzung):

Nr.	Mg Mg + Fe	Temperatur [°C]	Versuchsdauer [Tage]	synth. Phasen
1014	70	500	15	T+O
1058	70	525	7	T+O
1223	70	540	13	T+O
1201	70	560	7	T+O
1343	70	570	23	T+O
1246	70	590	6	T+O
1091	70	610	5	C+T+(O)
1268	70	630	7	C+T+P
1212	70	640	7	C+T+P
1190	70	660	7	C+T+P
1015	60	500	15	T+O
1265	60	520	23	T+O
1224	60	540	13	T+(O)
1202	60	560	7	T+O
1344	60	570	23	T+O
1320	60	580	7	C+T+O
1247	60	590	6	C+T+(O)
1158	60	600	7	C+T+(O)
1092	60	610	5	C
1169	60	630	7	C
1191	60	660	7	C
992	50	440	37	T+O
1071	50	450	13	T+O
1287	50	475	24	T+O
1016	50	500	15	T+O
1266	50	520	23	T+O
200	50	550	8	C+T+(O)
1205	50	560	7	C+T+(O)
1345	50	570	23	C+T+(O)
1049	50	575	7	C+T+(O)
1321	50	580	7	C+T+O
1248	50	590	6	C
191	50	600	8	C
1093	50	610	5	C
1170	50	630	7	C
1214	50	640	7	C
278	50	650	14	C
1192	50	660	7	C
1072	40	450	13	T+O
1017	40	500	15	T+O
1267	40	520	23	T+O
1226	40	540	13	C+T+O
1204	40	560	7	C+T+O
1346	40	570	23	C
1050	40	575	7	C
1322	40	580	7	C

Tabelle 4 (Fortsetzung):

Nr.	$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$	Temperatur [°C]	Versuchsdauer [Tage]	synth. Phasen
1249	40	590	6	C
1160	40	600	7	C
1171	40	630	7	C
1215	40	640	7	C
1193	40	660	7	C
1073	30	450	13	T+O
1289	30	475	24	T+O
1268	30	520	23	C+T+O
1062	30	525	7	C+T+O
1227	30	540	13	C+(O+Q)
1205	30	560	7	C
1347	30	570	23	C
1051	30	575	7	C
1323	30	580	7	C
1250	30	590	6	C+(O+Q)
1161	30	600	7	C
1095	30	610	5	C
1172	30	630	7	C
1216	30	640	7	C+(O+Q)
1194	30	660	7	C
988	25	450	41	T+O+(Q)
983	25	500	41	C+T+O
194	25	600	8	C
279	25	650	14	C
1074	20	450	13	T+O+Q
1290	20	475	24	T+O+Q
1269	20	520	23	C+(O+Q)
1228	20	540	13	C+(O+Q)
1206	20	560	7	C
1348	20	570	23	C+(O+Q)
1052	20	575	7	C
1324	20	580	7	C+(O+Q)
1151	20	590	6	C+(O+Q)
1162	20	600	7	C
1096	20	610	5	C
1173	20	630	7	C+O+Q
1217	20	640	7	C+O+Q
1195	20	660	7	O+Q+(C)
1290	20	670	7	O+Q
1075	10	450	13	T+O+Q
1291	10	475	24	C
1020	10	500	15	C+(O+Q)
1229	10	540	13	C+(O+Q)
1207	10	560	7	C
1349	10	570	23	C+(O+Q)
1053	10	575	7	C+(O+Q)

Tabelle 4 (Fortsetzung):

Nr.	Mg Mg + Fe	Temperatur [°C]	Versuchsdauer [Tage]	synth. Phasen
1252	10	590	6	C+(O+Q)
1163	10	600	7	C
1097	10	610	5	C
1174	10	630	7	C+O+Q
1218	10	640	7	O+Q
1196	10	660	7	O+Q
1291	10	670	7	O+Q
994	0	440	37	O+Q
989	0	450	41	C+(O+Q)
1021	0	500	15	C+(O+Q)
1230	0	540	13	C+(O+Q)
1208	0	560	7	C+(O+Q)
1054	0	575	7	C+(O+Q)
1253	0	590	6	C+(O+Q)
196	0	600	8	O+Q
1098	0	610	5	O+Q
1175	0	630	7	O+Q
1219	0	640	7	O+Q
1197	0	660	7	O+Q
1292	0	670	7	O+Q

Meinem hochverehrten Lehrer

Herrn Prof. Dr. E. Hellner

danke ich herzlich für die Überlassung des Themas und insbesondere für sein stetes förderndes Interesse und für viele klärende Diskussionen.

Herrn Doz. Dr. H.H. Lohse danke ich ebenfalls sehr herzlich für sein Interesse und für viele wertvolle Anregungen.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft verdanke ich großzügige finanzielle Unterstützung.

Auch den Angestellten des Mineralogischen Institutes der Universität Marburg und meinen Kommilitonen möchte ich für ihre stete Hilfsbereitschaft meinen besonderen Dank aussprechen.

Lebenslauf

Ich wurde am 31. März 1939 als Sohn des Kapitäns Walter Schürmann und seiner Ehefrau Hildegard, geb. Schleyer, in Oschatz/Sachsen geboren.

Vom Herbst 1945 bis zum Januar 1948 besuchte ich die Volksschule in Oschatz. Anschließend war ich von Ostern 1948 bis Ostern 1951 Schüler der Klosterhof-Volksschule in Lübeck. Von Ostern 1951 an besuchte ich das Gymnasium Johanneum in Lübeck, wo ich am 20. 2. 1958 die Reifeprüfung ablegte.

Im Sommersemester 1958 begann ich an der Universität des Saarlandes in Saarbrücken mit dem Studium der Naturwissenschaften. Im Wintersemester 1960/61 bestand ich dort das Diplom-Vorexamen für Geologie. Im Sommersemester 1961 setzte ich mein Studium an der Christian-Albrechts-Universität in Kiel fort. 1962 begann ich im dortigen Mineralogischen Institut unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. E. Hellner eine Diplomarbeit über das Thema "Hydrothermale Untersuchungen an der Tremolit-Ferroaktinolith-Reihe" anzufertigen. Im Juni 1963 legte ich die Diplom-Hauptprüfung für Mineralogie ab.

Seit April 1964 bin ich als wissenschaftlicher Mitarbeiter bei Herrn Prof. Dr. E. Hellner im Mineralogischen Institut der Philipps-Universität Marburg beschäftigt.

Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren und Dozenten: ALTMANN, BARTH, BARTHEL, BESSON, EISTERT, FIRION, von FRAGSTEIN, HARDT, HELLNER, JACOBSHAGEN, JUNG, JUZA, KOCKEL, de LATTIN, LOHSE, NÜTH, RAMBERG, ROST, SAALFELD, SCHMAHL, SCHMIDT, SEEL, SEIBOLD, STAHL, WEISE, WETZEL, WULFF, ZEDLITZ.



